

Министерство природных ресурсов и экологии Российской Федерации

ФЕДЕРАЛЬНАЯ СЛУЖБА ПО ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИИ И МОНИТОРИНГУ
ОКРУЖАЮЩЕЙ СРЕДЫ
(РОСГИДРОМЕТ)

ФЕДЕРАЛЬНОЕ ГОСУДАРСТВЕННОЕ БЮДЖЕТНОЕ УЧРЕЖДЕНИЕ
«ГОСУДАРСТВЕННЫЙ ОКЕАНОГРАФИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ ИМЕНИ Н.Н.ЗУБОВА»
(ФГБУ «ГОИН»)

УДК 551.46

УТВЕРЖДАЮ

№ госрегистрации
от
Инв. №

Директор ФГБУ «ГОИН»

_____ Ю.Ф. Сычев

«__» _____ 2016 г.

ОТЧЕТ О НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКОЙ РАБОТЕ
ПО ТЕМЕ 1.5.3.5 ПЛАНА НИР И ОКР НА 2014-2016 ГГ.

**ОЦЕНКА ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИХ И ЛЕДОВЫХ УСЛОВИЙ МОРЕЙ
РОССИИ И РАЗРАБОТКА ЕЖЕГОДНЫХ И КВАРТАЛЬНЫХ ОБЗОРОВ
ТЕКУЩЕГО СОСТОЯНИЯ МОРЕЙ РОССИИ**
(итоговый)

Руководитель НИР,
Зав. лабораторией, к. ф.-м. н.

А.В. Григорьев

подпись, дата

Москва 2016

СПИСОК ИСПОЛНИТЕЛЕЙ

Руководитель НИР,	_____	А.В. Григорьев	(введение, разделы
Зав. лаб., к.ф.-м.н.			1,5, заключение)
Зав. лаб., д.г.н.,	_____	И.М. Кабатченко	(разделы 2,5)
в.н.с., к.ф.-м.н.		Е.В. Филиппов	(разделы 1,5)

Зав. лаб., к.г.н.		Н.Н. Дьяков	(раздел 4)

м.н.с.		Т.Ю.Тимошенко	(раздел 4)

РЕФЕРАТ

Отчёт 69 с., 64 рисунка, 4 таблицы, 27 источников.

ЧЁРНОЕ МОРЕ, АЗОВСКОЕ МОРЕ, РЕЖИМ, КЛИМАТ, ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ, ИЗМЕНЧИВОСТЬ.

Объект исследований – оценка гидрометеорологических и ледовых условий Черного и Азовского морей и разработка ежегодных обзоров их текущего состояния.

Цель работы – оценка состояния и тенденций изменения гидрометеорологических условий морской среды.

Ожидаемые результаты - ежегодные электронные обзоры гидрометеорологических процессов и оценки текущего состояния Черного и Азовского морей за 2013-2015 гг.

Методы, использованные при выполнении этапа работ -. применялись современные методы обработки данных наблюдений и численного моделирования, с использованием методов расщепления и «вложенных сеток».

Инструментарий, использованный при выполнении этапа - публикации, Интернет, персональные компьютеры, высокопроизводительные вычислительные комплексы ГОИН и МГИ РАН, базы данных.

Для визуализации данных наблюдений и численных расчетов использовались современные пакеты визуализации GRADS, MATLAB, SURFER, GRAPHER и др.

СОДЕРЖАНИЕ

ВВЕДЕНИЕ.....	5
1. Оценка состояния вод Черного моря по данным численного моделирования	6
1.1. 2013 г.	6
1.2. 2014 г.	14
1.2. 2015 г.	15
2. Расчет характеристик приводных параметров ветра с помощью региональной модели атмосферной циркуляции RegCM и WRF и ветрового волнения с использованием модели РАВМ в Азово-Черноморском бассейне	22
3. Оценки изменчивости уровня Азовского моря.....	34
4. Ледовые условия в Азовском море в зимний сезон 2012 - 2013 гг.....	46
5. Численные модели	54
5.1. Численное моделирование динамики вод Черного моря (северо-восточная область) в рамках задач оперативной океанографии	54
5.2. Модели и методы, использованные при составлении режимно-справочного пособия по волнению Черного и Азовского морей	61
5.3. Моделирование колебаний уровня Азовского моря	63
ЗАКЛЮЧЕНИЕ	65
СПИСОК ИСПОЛЬЗОВАННЫХ ИСТОЧНИКОВ	67

ВВЕДЕНИЕ

В отличие от предыдущих десятилетий [1], наиболее массовыми данными натурных наблюдений в Черном море являются спутниковые. Недостатком этих данных является тот факт, что заключенная в них информация соответствует поверхности моря. Трехмерные же термохалинные поля и оценки динамики вод в настоящее время можно получить практически только с помощью численных моделей [2]. Естественно, если численная модель валидирована по имеющимся натурным данным и дает репрезентативные результаты.

Общие сведения о характерных чертах режима и изменчивости вод Черного моря приведены в Отчете [3]. В данном Отчете приводятся результаты ежегодных обзоров состояния Черного и Азовского морей за 2013-2015 гг., полученных на основе спутниковой информации и данных численного моделирования.

В разделе 1 приводятся ежегодные оценки особенностей термохалинной структуры и динамики вод Черного моря на основе системы диагноза и прогноза, использующей общечерноморскую модель МГИ РАН и региональную модель РОМ (ФГБУ «ГОИН»), совмещенных по методу «вложенных сеток» [4,5]. В разделе 2 – результаты расчетов характеристик приводных параметров ветра с помощью региональной модели атмосферной циркуляции RegCM и WRF и ветрового волнения с использованием модели PABM в Азово-Черноморском бассейне. В разделе 3 даны оценки изменчивости уровня Азовского моря на основе численных расчетов по модели мелкой воды [6]. В разделе 4 дано описание ледовых условий в Азовском море в зимний сезон 2012 - 2013 гг. В разделе 5 приведены описания используемых в расчетах численных моделей.

1. Оценка состояния вод Черного моря по данным численного моделирования

1.1 2013 г.

На рис. 1.1 приведен график температуры воздуха Арктики 1900-2005 гг. и ее прогнозируемый тренд на 2010-2040-е гг. (прогноз ААНИИ). Выводом из приведенной временной зависимости может быть следующий: в 2013 году мы находимся на пике (максимум) температурного колебания с ~64 летним циклом и в начале локального цикла похолодания. На рис. 1.2 - временной ход температуры поверхности Черного моря (ТПМ) по среднегодовым данным (спутник MODIS AQUA) за период 1990-2015 гг. Очевидно, что временные зависимости за рассматриваемые периоды имеют высокую степень схожести. Рост ТПМ составил с 1990 года составил ~2°C.

Следствием общего повышения температуры поверхности вод региона в смысле влияния на термохалинную структуру и динамику может быть следующее:

- а) уменьшение холодозапаса холодного промежуточного слоя (ХПС) – характерной особенности вертикальной структуры вод моря [7,8,9];
- б) уменьшение глубины перемешивания вод вследствие осеннее-зимней конвекции;
- в) усиление зимней атмосферной накачки импульсом – сезонной интенсификации Основного черноморского течения (ОЧТ, физический механизм явления приводится ниже в данном разделе);
- г) вследствие этого – увеличения разницы залегания изоповерхностей (температуры, солености, плотности, оси ХПС и др.) между прибрежными и центральноморскими водами (увеличение заглубления у берегов и поднятие в центральных областях моря).

Ниже приводятся графические материалы и их описание, подтверждающие эти оценки.



Рисунок 1.1. Температура воздуха Арктики 1900-2005 гг. и ее прогнозируемый тренд на 2010-2040-е гг. по официальному прогнозу ААНИИ Росгидромета.

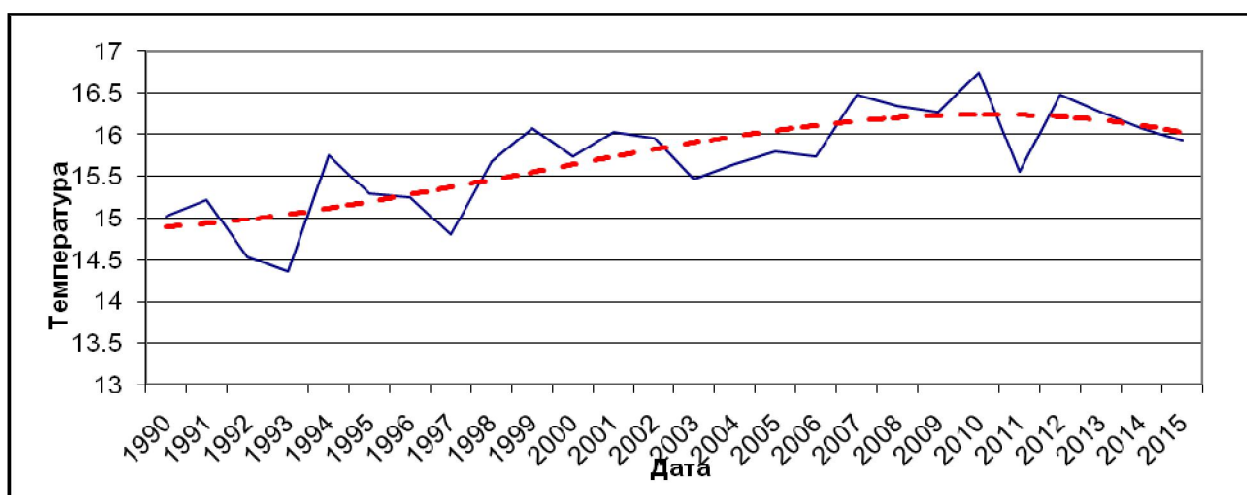


Рисунок 1.2. Временной ход средней по поверхности ТПМ Черного моря по среднегодовым данным (MODIS AQUA, 1990-2015 гг.)

Главная особенность внутригодовой изменчивости динамики вод Черного моря – наличие главным образом общекаспийской циркуляции (Основное Черноморское течение, ОЧТ) в холодный период года и фактический его распад на систему мезомасштабных (синоптических) вихрей в теплый [10]. В системе море-атмосфера море играет роль локального источника нагрева атмосферы, создавая локализованную над ним барическую депрессию и связанную с ней ячейку циклонической циркуляции. В свою очередь, создаваемые под влиянием моря особенности атмосферной циркуляции определяют либо оказывают воздействие на формирование соответствующей ей системы течений в море [11]. Вейвлет-анализ данных модельных расчетов для российской зоны моря демонстрирует эту особенность в 2013 году, который можно считать типичным по отражению этой сезонной

особенности (рис. 1.3). Характерные карты температуры, солёности, динамического уровня и скоростей течений приведены на рисунках 1.4-1.11.

Как видно из графиков временной изменчивости кинетической энергии и энтропии за период 2010-2014 гг. (рис. 1.12 и 1.13 соответственно), локальные максимумы этих характеристик соответствуют октябрю-декабрю каждого года — начало зимнего выхолаживания вод, осеннее-зимней конвекции и первым затокам холодных воздушных масс с запада. За указанный период 2013 году соответствуют локальные максимумы динамических характеристик.

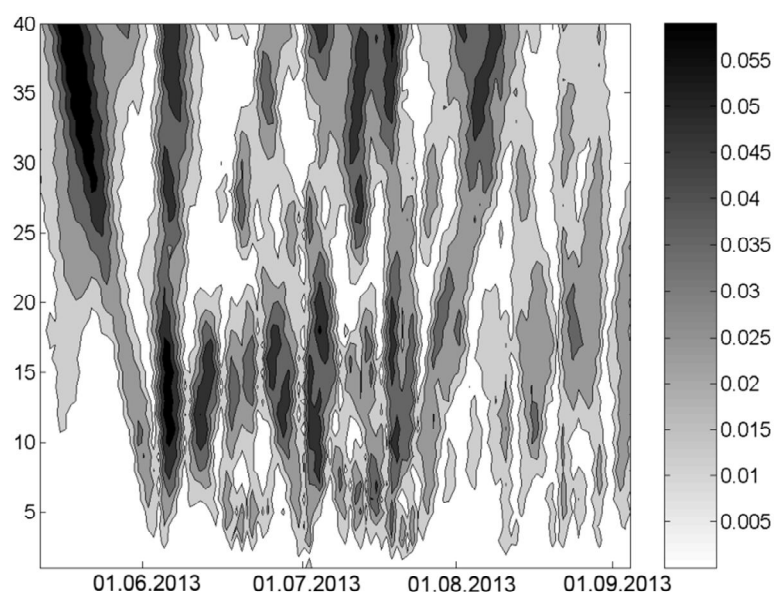


Рисунок. 1.3. Вейвлет внутригодовой изменчивости кинетической энергии течений на поверхности (модельные расчеты, региональная модель СВ-области моря, 2013 год).

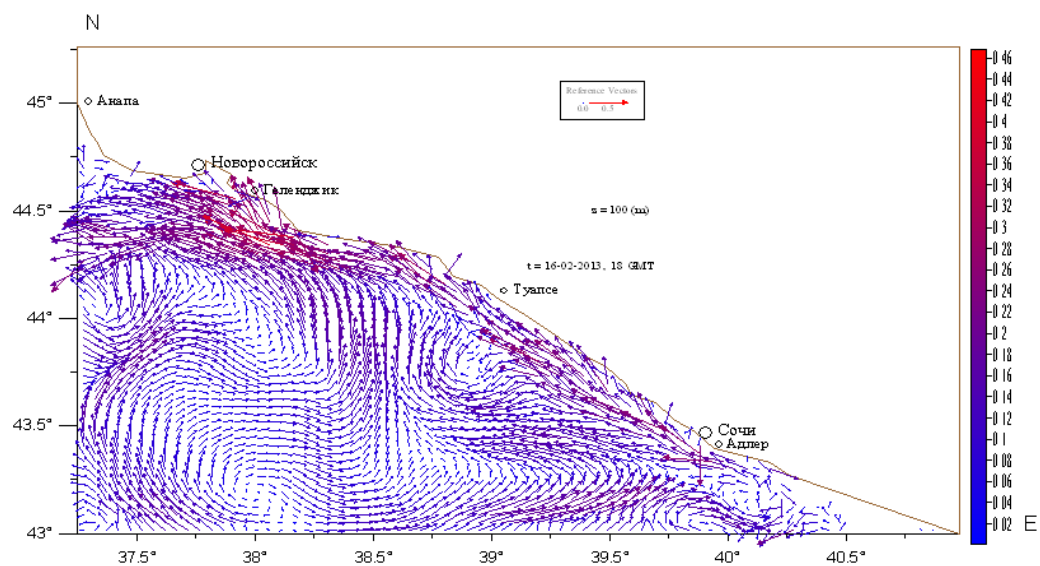


Рисунок 1.4. Скорости течений на глубине 100 м (модельные расчеты, региональная модель СВ-области моря, 2013 год, зима).

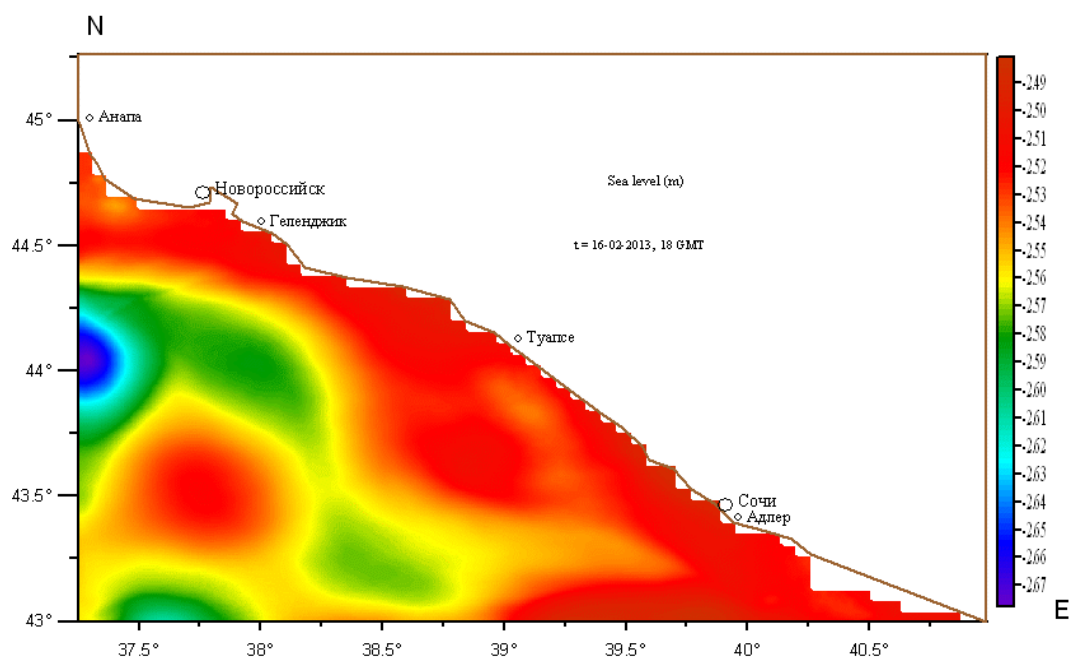


Рисунок 1.5. Динамический уровень моря (модельные расчеты, региональная модель СВ-области моря, 2013 год, зима).

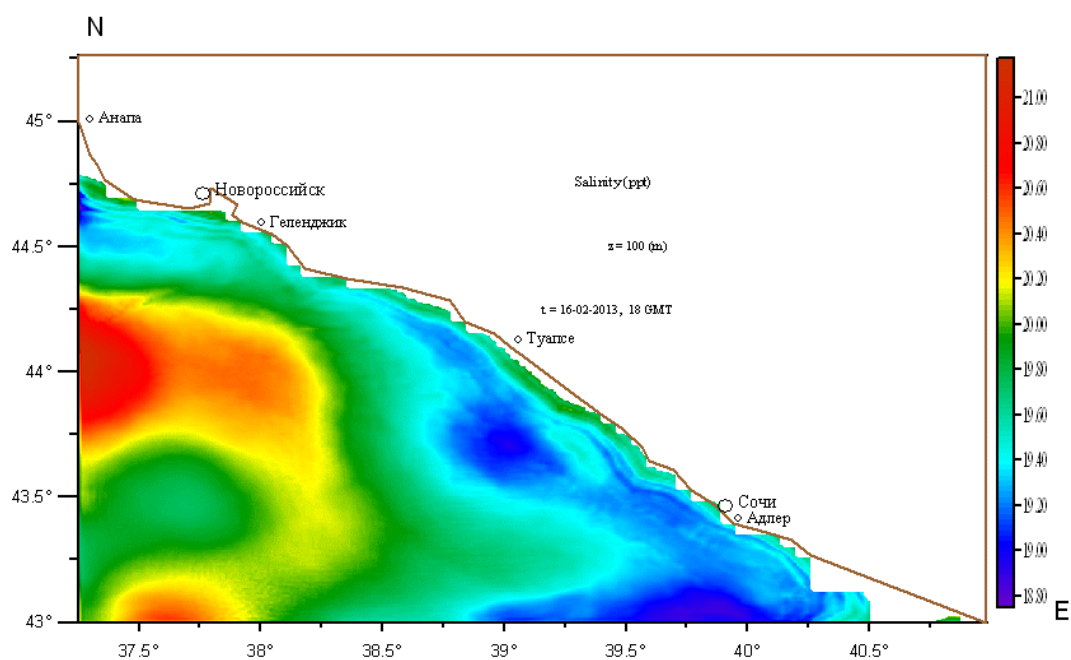


Рисунок 1.6. Соленость на глубине 100 м (модельные расчеты, региональная модель СВ-области моря, 2013 год, зима).

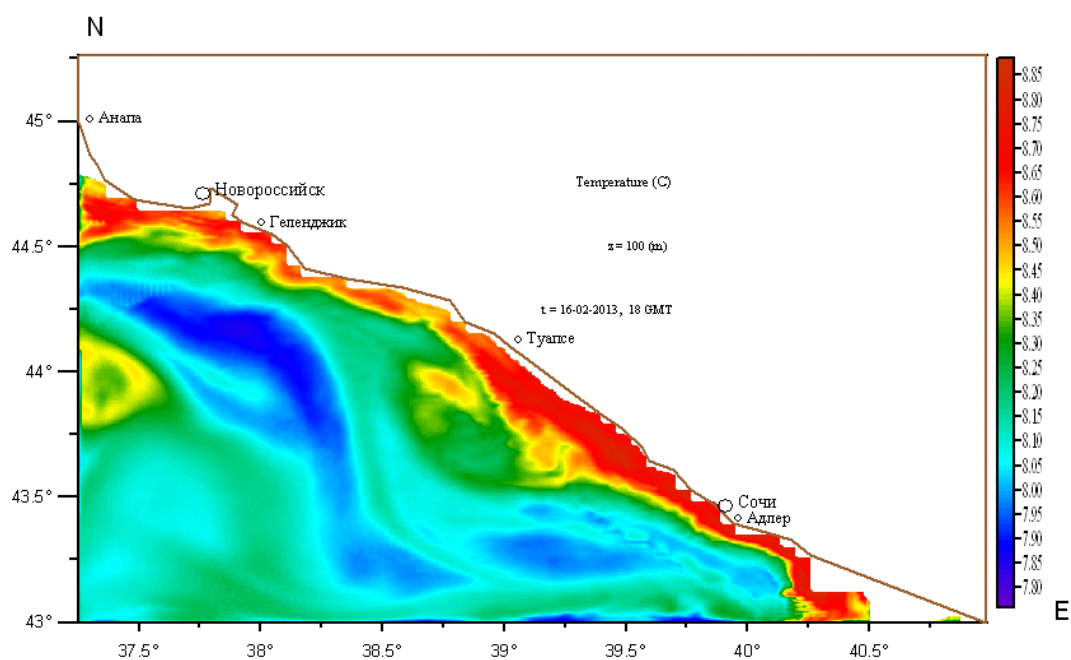


Рисунок 1.7. Температура на глубине 100 м (модельные расчеты, региональная модель СВ-области моря, 2013 год, зима).

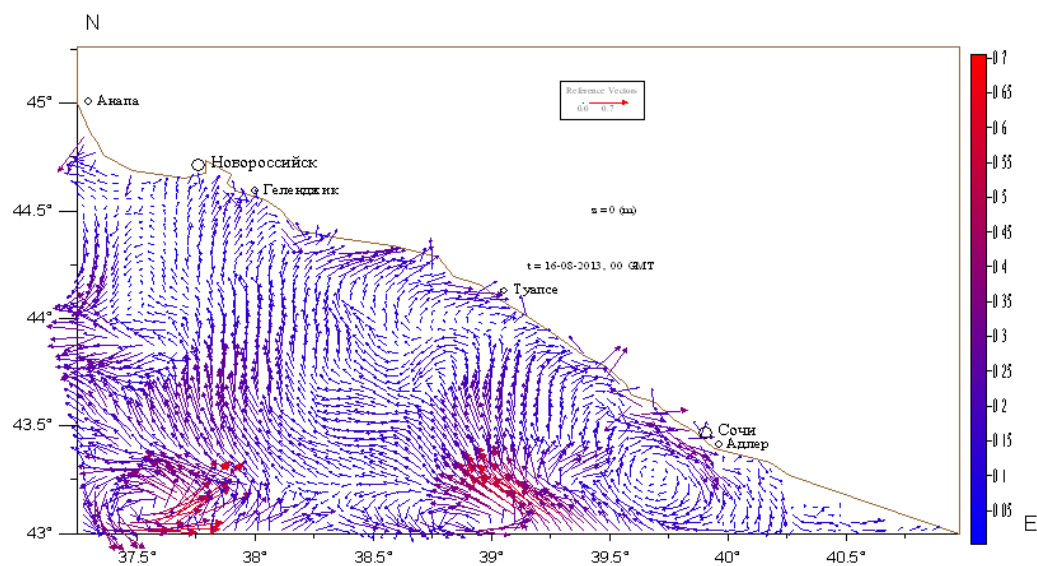


Рисунок 1.8. Скорости течений на глубине 0 м (модельные расчеты, региональная модель СВ-области моря, 2013 год, лето).

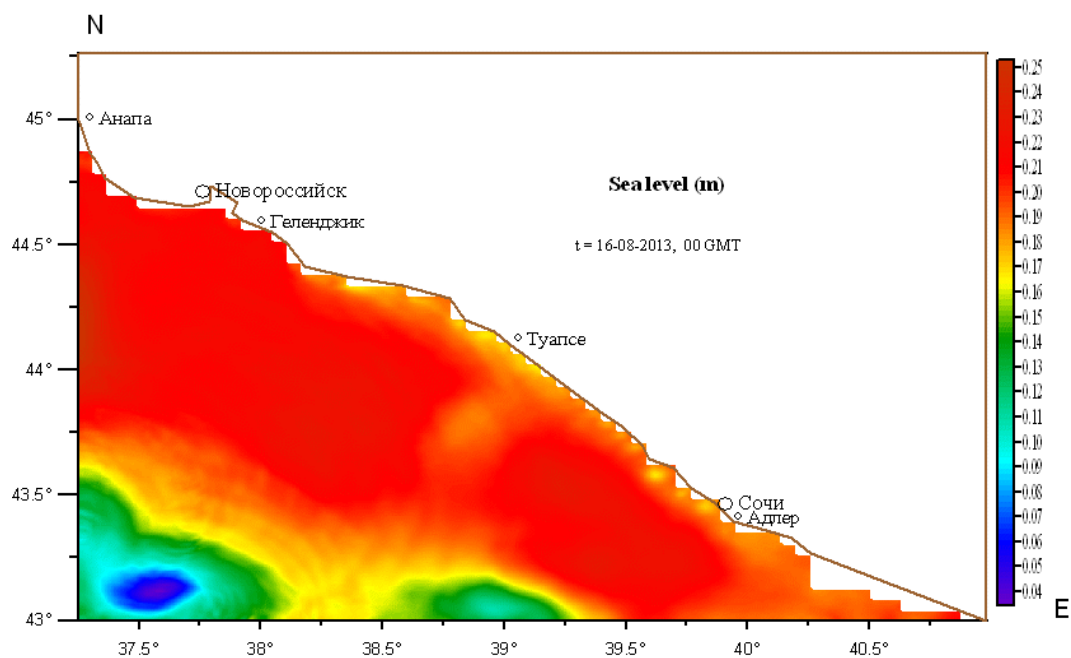


Рисунок 1.9. Динамический уровень моря (модельные расчеты, региональная модель СВ-области моря, 2013 год, лето).

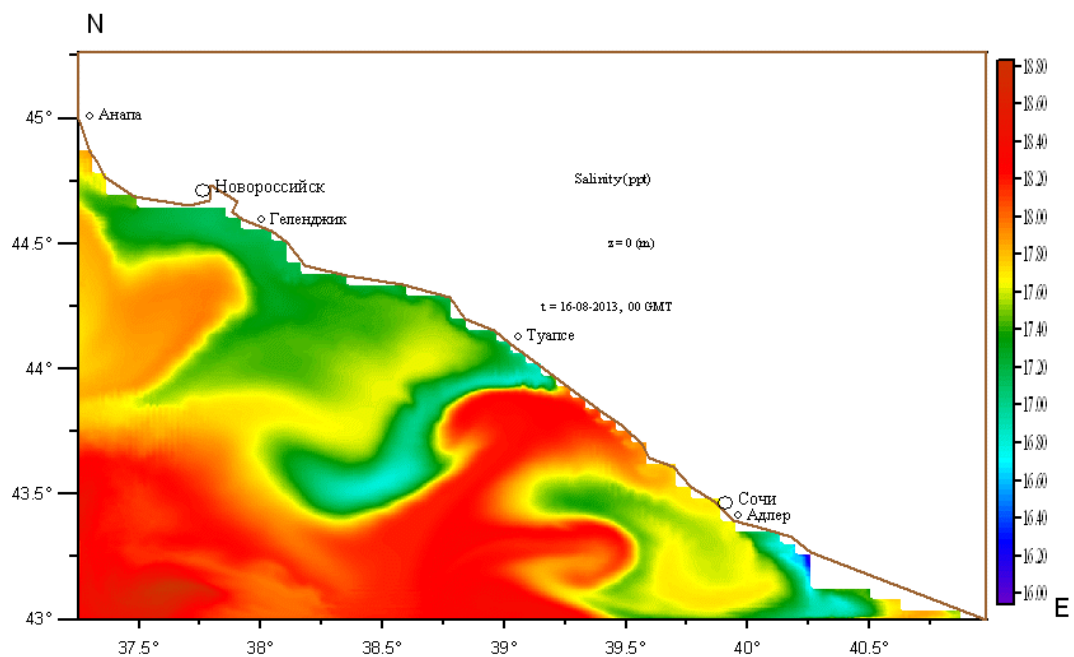


Рисунок 1.10. Соленость на глубине 0 м (модельные расчеты, региональная модель СВ-области моря, 2013 год, лето).

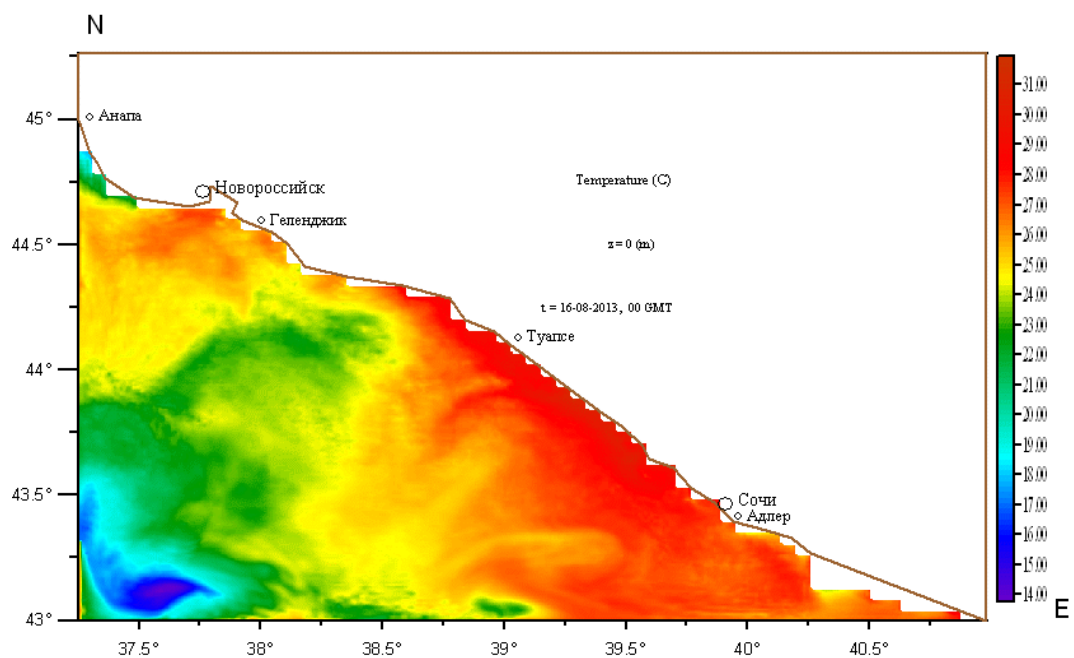


Рисунок 1.11. Температура на глубине 0 м (модельные расчеты, региональная модель СВ-области моря, 2013 год, лето).

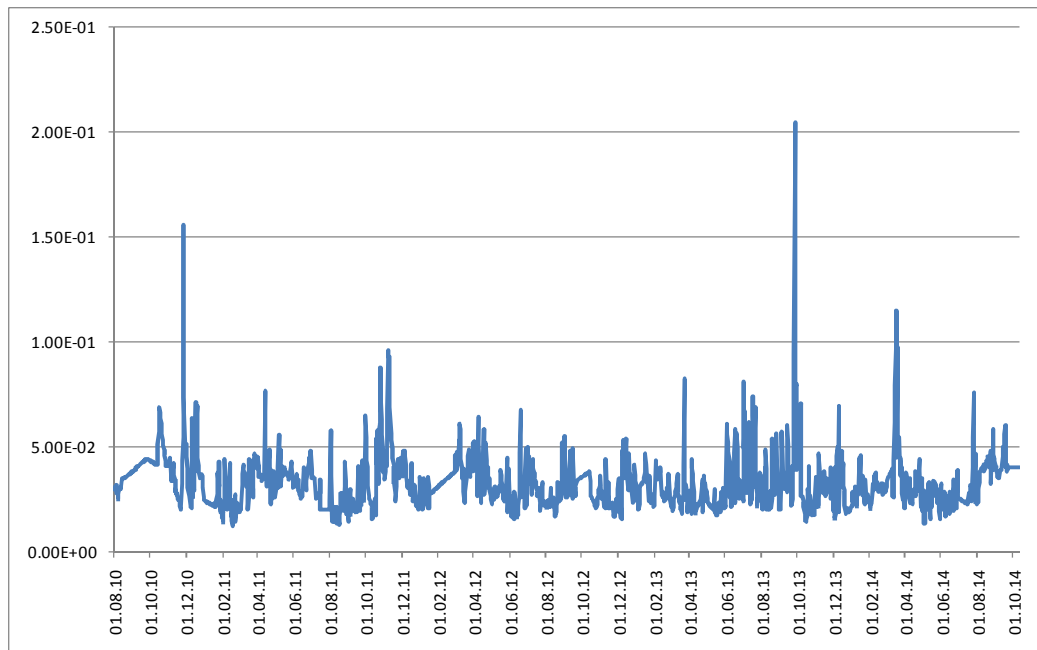


Рисунок 1.12. График временной изменчивости кинетической энергии поверхностных течений за период 2010-2014 гг. (модельные данные, региональная модель СВ-области моря, средняя по региону).

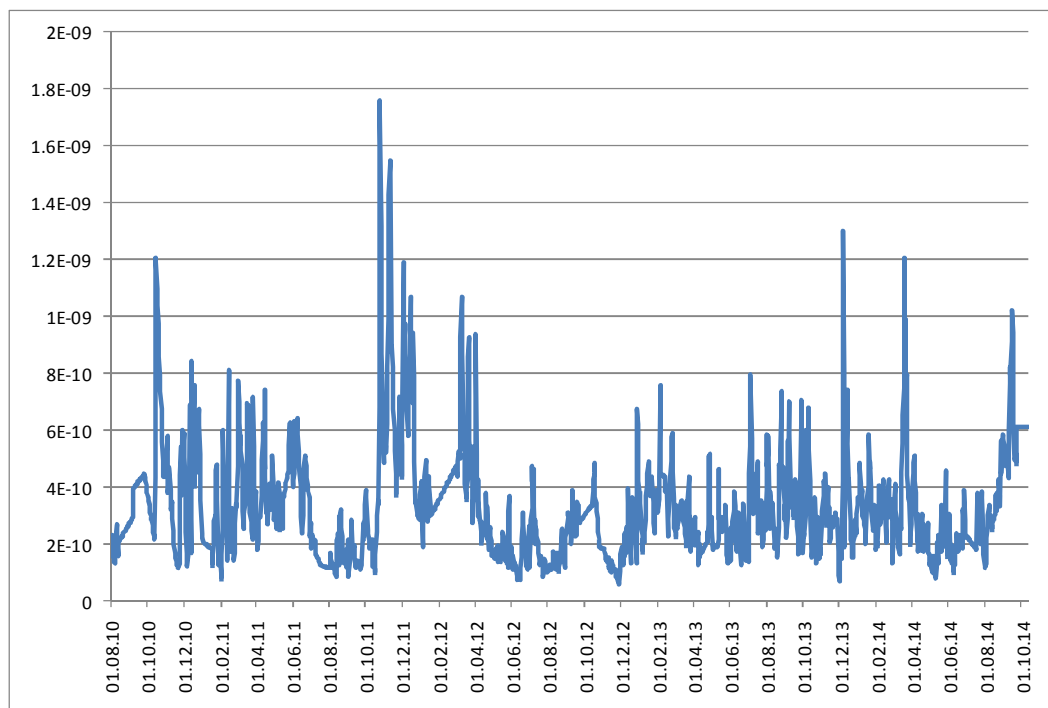


Рисунок 1.13. График временной изменчивости энтропии поверхностных течений за период 2010-2014 гг. (модельные данные, региональная модель СВ-области моря, средняя по региону).

1.2. 2014 г.

Как и в 2013 году, термохалинная структура и динамика вод моря является следствием общего повышения температуры поверхности вод региона (см. раздел 1.1). Также имеют место сезонные особенности циркуляции, описанные там же.

Как видно из графиков временной изменчивости кинетической энергии ветра и течений за период 2010-2014 гг. (рис. 1.14), локальные максимумы этих характеристик соответствуют ноябрю-декабрю каждого года – начало зимнего выхолаживания вод, осенне-зимней конвекции и первым затакам холодных воздушных масс с запада.



Рисунок 1.14. График временной изменчивости кинетической энергии поверхностных течений (общечерноморская модель МГИ и региональная модель СВ-области моря RuRem,) и ветра (модель SKIRON, Греция) за период 2010-2014 гг. Модельные данные, средние значения по региону.

Как видно из рисунка 1.14, динамика вод региона обусловлена в первую очередь ветровым полем над морем. Климатические поля ветра для характерных месяцев года приведены на рис. 1.15.

Поля ветра над Черным морем (климат, SKIRON)

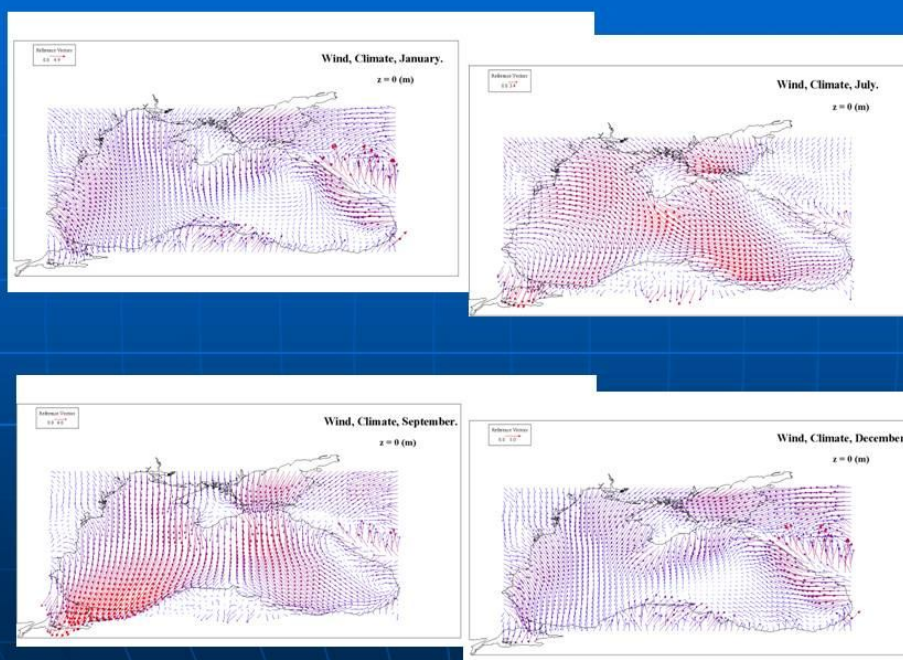


Рисунок 1.15. Климатические поля ветра по данным SKIRON (2006-2012 гг.)

1.3. 2015 г.

Начиная с 2014 гг., и тем более в 2015 (см. рис. 1.2), можно отметить уже отрицательную тенденцию в изменении ТПМ, что должно привести к обратным изменениям в термохалинной структуре и динамике вод региона по отношению к перечисленным выше в разделе 1.1.

Указанные особенности проявляются и в результатах численного моделирования. В частности, в результатах реанализа гидрофизических полей Чёрного моря в течение двух деkad (1993-2012) [12], рисунки 1.16 и 1.17. Как видно из рис. 1.16, за указанный период температура имеет тенденцию к повышению как в среднезимних значениях, так и в среднегодовых. В первую декаду аномалии температуры в основном отрицательны, во вторую – положительны. Нагревание верхнего слоя Чёрного моря можно наблюдать также по поведению среднемесячных значений температуры в верхнем 200-метровом слое морской воды. Средние за лето значения толщины ХПС и его холодозапаса меняются от года к году довольно сильно (рис. 1.17). В рассматриваемый период значения толщины ХПС в разные годы могут отличаться на порядок, а значения холодозапаса ещё больше. Последнее связано с тем, что в тёплые годы не только мала толщина ХПС, но и температура в нём

достаточно высока (близка к 8°C). Отметим также высокую корреляцию между максимумами зимней ТПМ и минимумами характеристик ХПС, и наоборот [12].

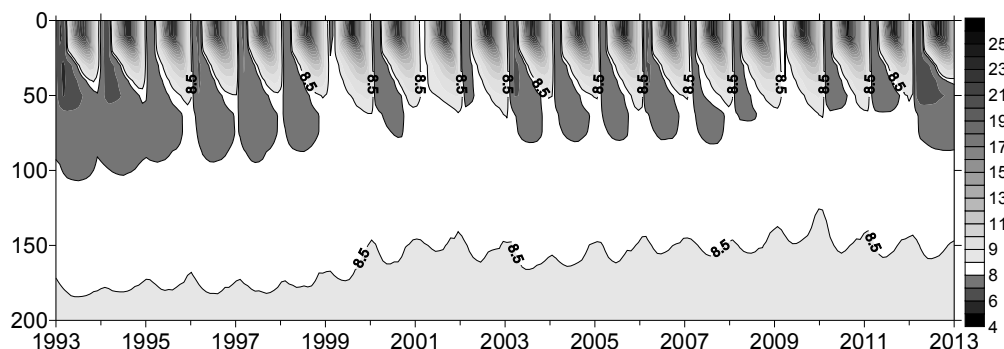


Рисунок 1.16 Временная эволюция осреднённых по площади бассейна среднемесячных значений температуры в верхнем 200м слое. Ось абсцисс показывает время в годах, ось ординат – глубину в метрах, [12].

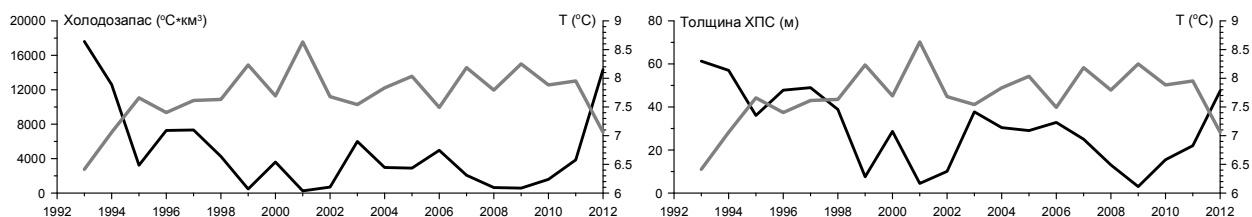


Рисунок 1.17. Графики изменения среднегодовых значений холодозапаса ХПС (слева) и его толщины (справа) по результатам реанализа. Светлые линии показывают изменения среднезимней ТПМ, [12].

Завихренность поля ветра практически всегда имеет положительное значение, как для зимнего сезона, так и для летнего (рис. 1.18, [12]). Причем завихренность поля ветра зимой выше, чем летом, за редким исключением (например, с 1999 по 2002 гг.). Такие колебания значений завихренности поля ветра приводят к разным режимам циркуляции верхнего слоя Чёрного моря – выраженное ОЧТ или система вихрей.

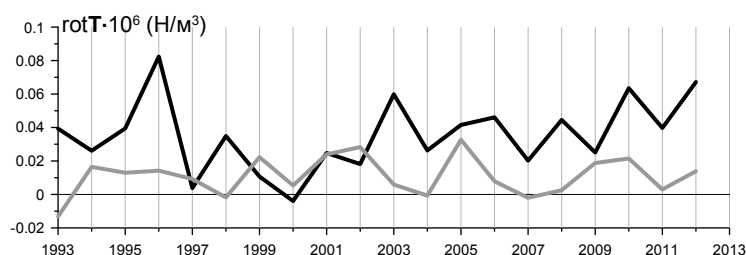


Рисунок 1.18. Графики изменения средних за сезон значений вихря напряжения трения ветра. Тёмная линия соответствует зимним значениям, светлая – летним, [12].

Характерные карты температуры, солёности, динамического уровня и скоростей течений приведены на рисунках 1.19-1.26. Как видно из рисунков, в 2015 году имеет место как раз такая ситуация. Типичные поля течений и термохалинных характеристик для зимы и лета имеют схожий характер – близкий к системе вихрей. По крайней мере, это справедливо для СВ-области моря. Возможно, такая особенность вызвана в том числе началом локального (по времени) уменьшения температуры поверхности вод Черного моря.

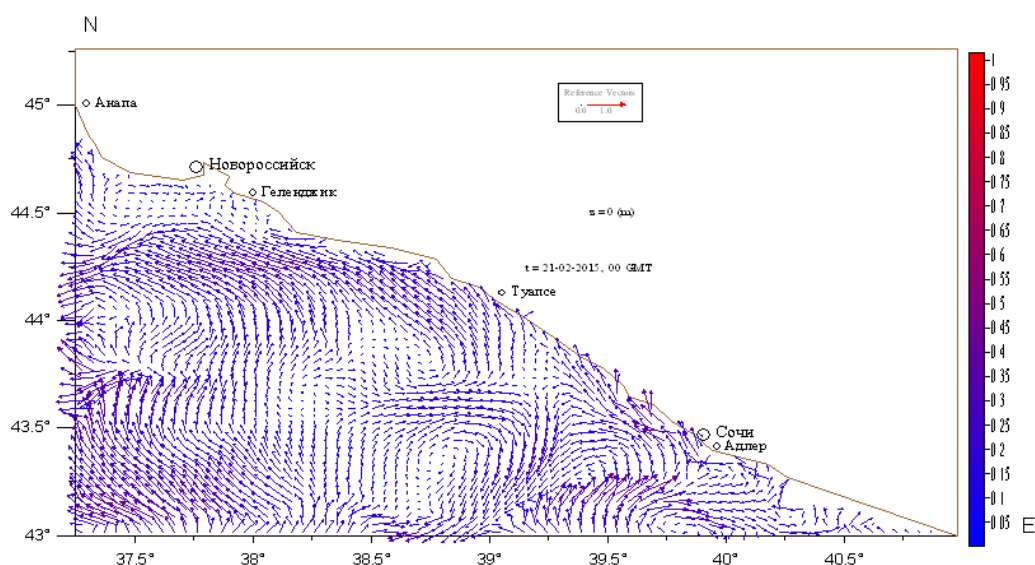


Рисунок 1.19. Скорости течений на глубине 0 м (модельные расчеты, региональная модель СВ-области моря, 2015 год, зима).

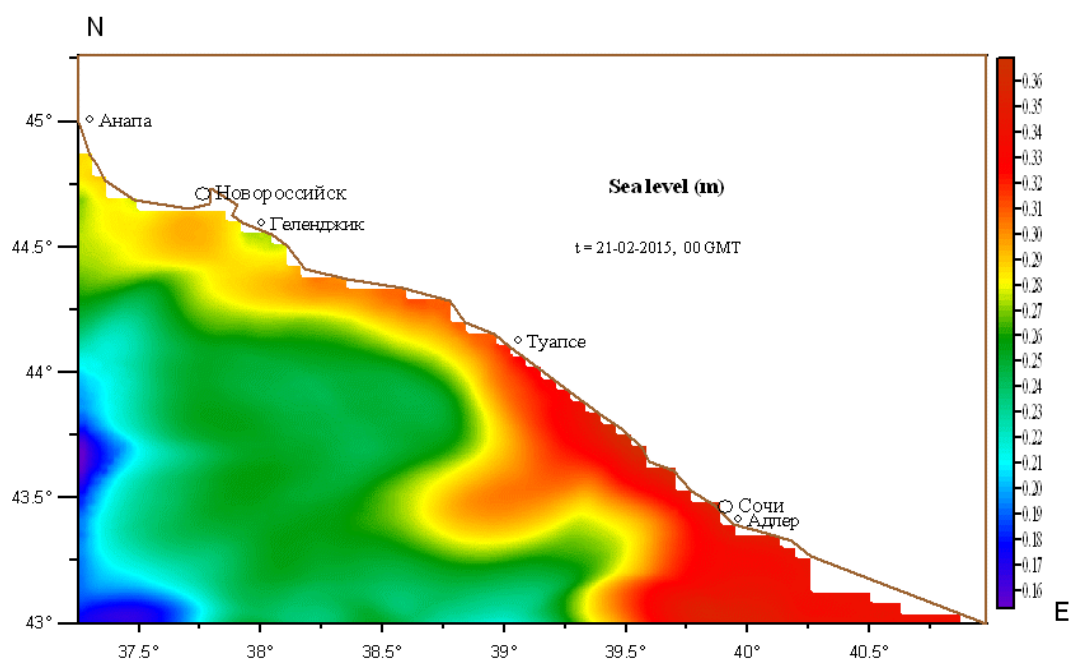


Рисунок 1.20. Динамический уровень моря (модельные расчеты, региональная модель СВ-области моря, 2015 год, зима).

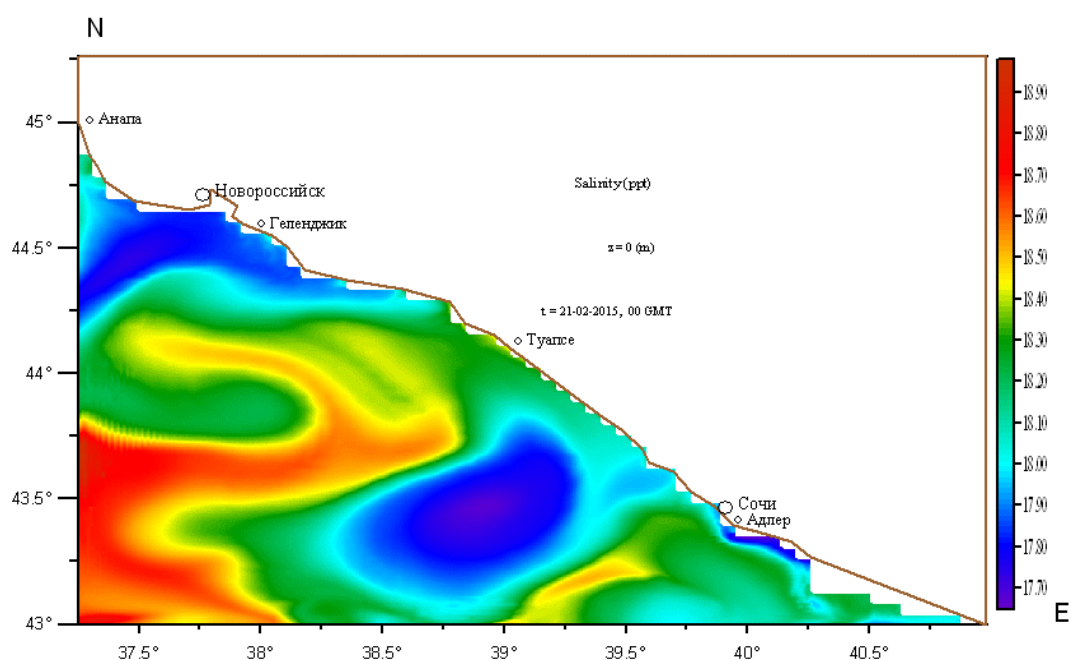


Рисунок 1.21. Соленость на глубине 0 м (модельные расчеты, региональная модель СВ-области моря, 2015 год, зима).

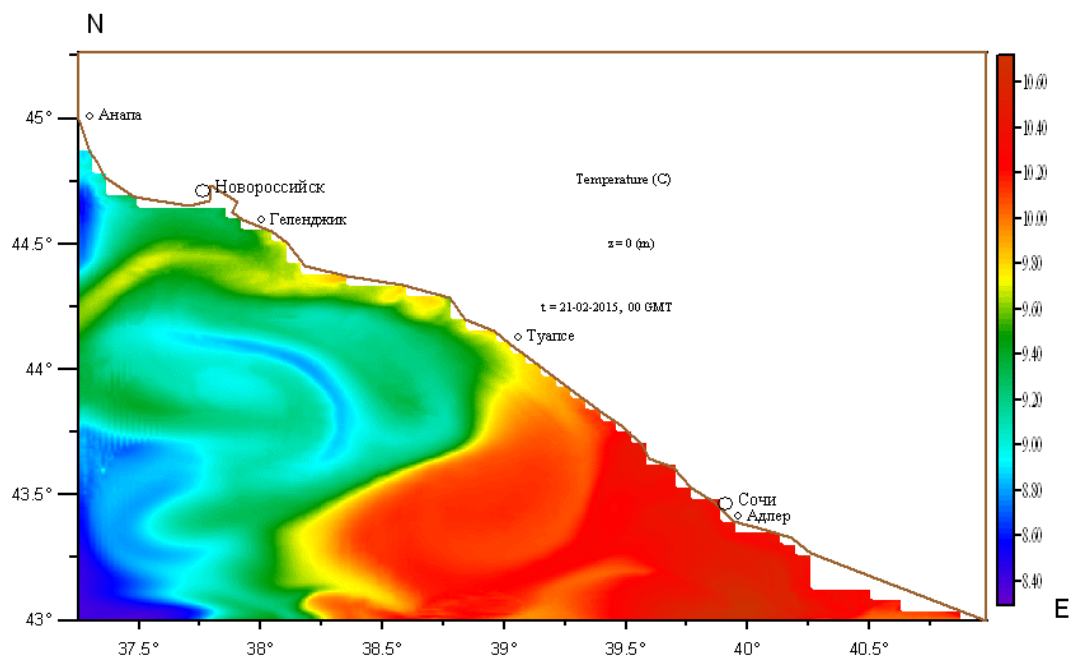


Рисунок 1.22. Температура на глубине 0 м (модельные расчеты, региональная модель СВ-области моря, 2015 год, зима).

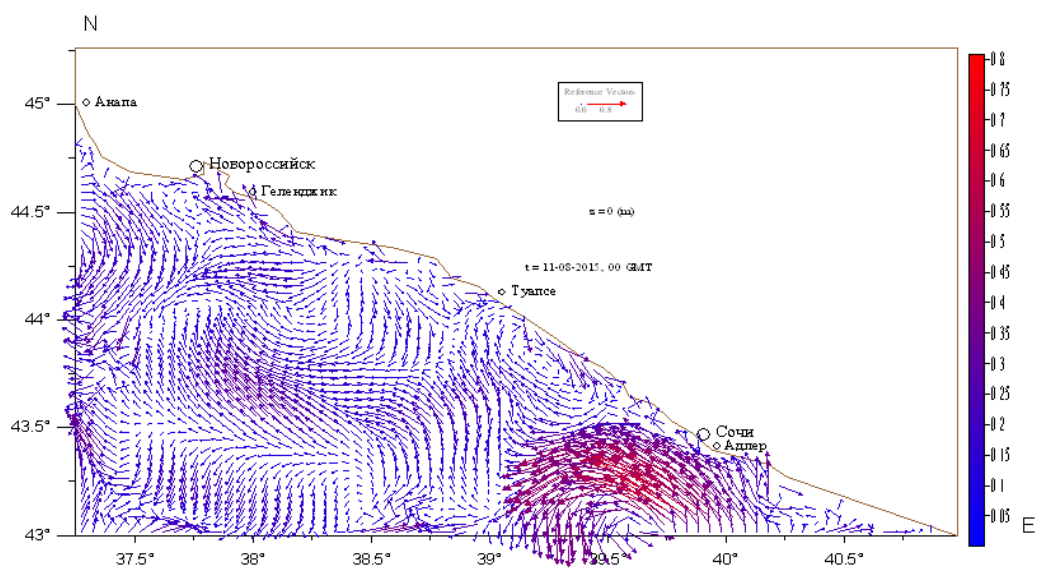


Рисунок 1.23. Скорости течений на глубине 0 м (модельные расчеты, региональная модель СВ-области моря, 2015 год, лето).

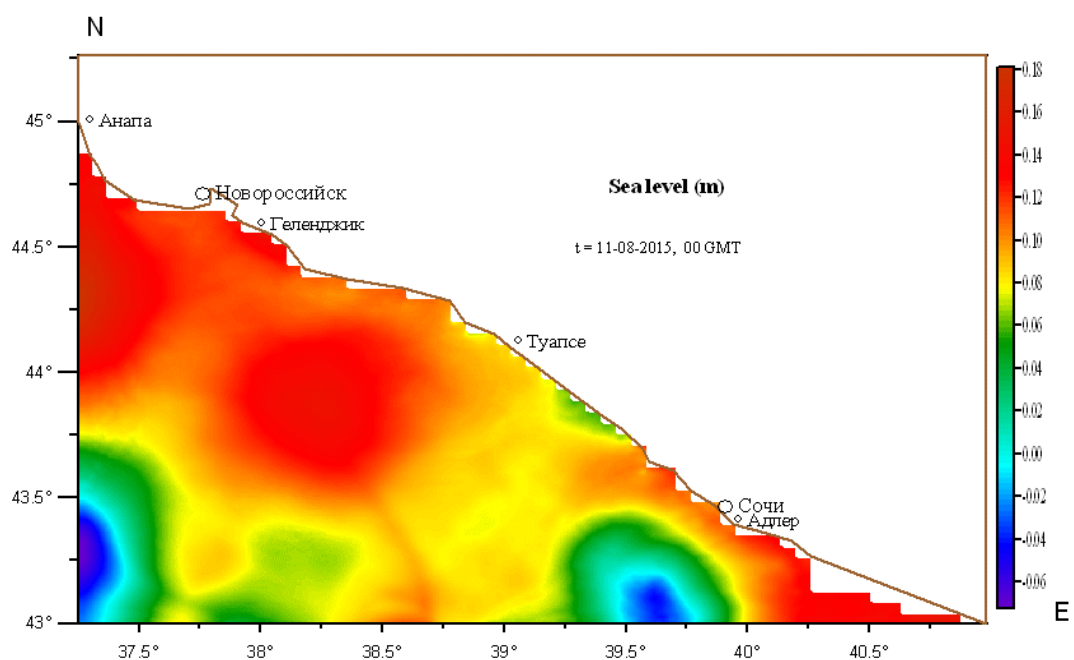


Рисунок 1.24. Динамический уровень моря (модельные расчеты, региональная модель СВ-области моря, 2015 год, лето).

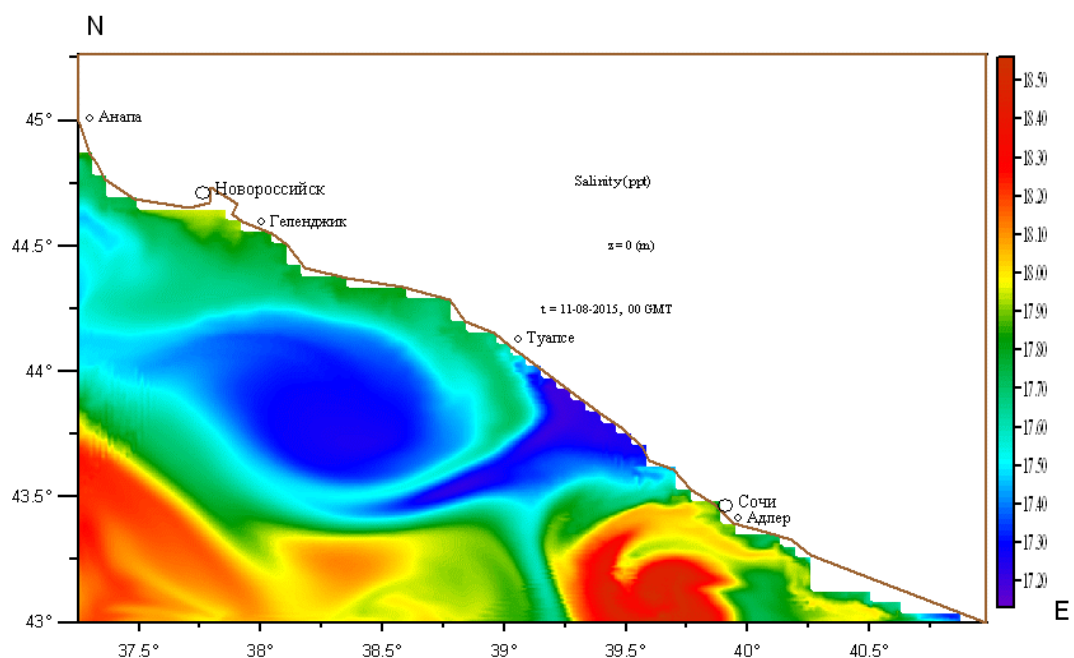


Рисунок 1.25. Соленость на глубине 0 м (модельные расчеты, региональная модель СВ-области моря, 2015 год, лето).

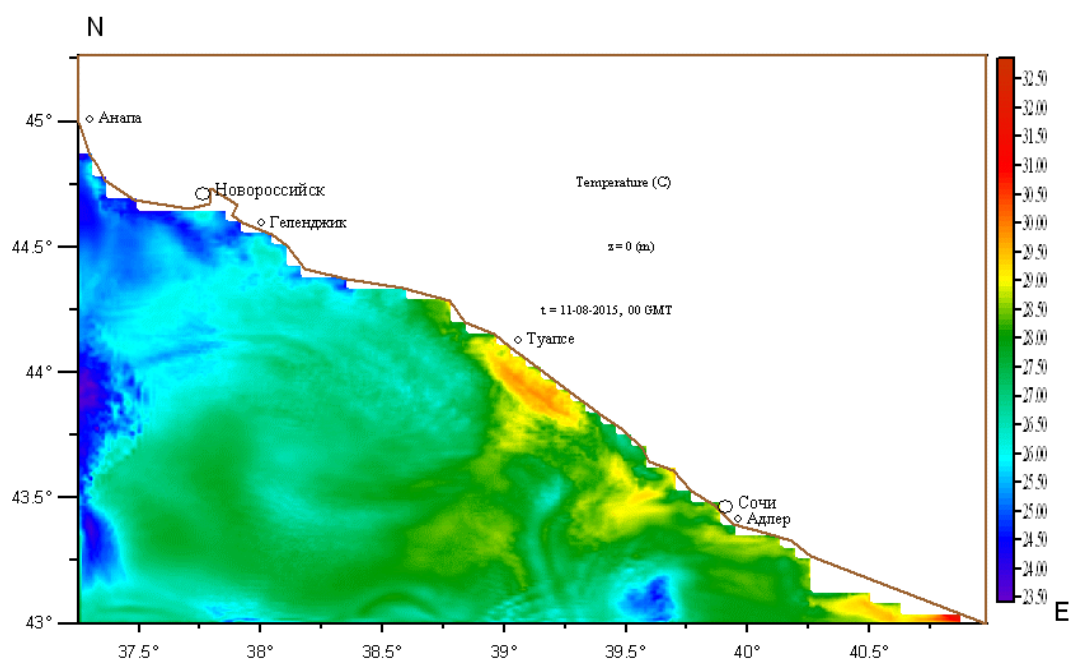


Рисунок 1.26. Температура на глубине 0 м (модельные расчеты, региональная модель СВ-области моря, 2015 год, лето).

2. Расчет характеристик приводных параметров ветра с помощью региональной модели атмосферной циркуляции RegCM и WRF и ветрового волнения с использованием модели PABM в Азово-Черноморском бассейне

Качество расчета ветрового волнения в море в первую очередь определяется качеством расчета атмосферного воздействия. В рамках проекта использовались две региональные модели атмосферы: RegCM и WRF. Следует отметить, что эта модель RegCM, в силу своего высокого качества и удобства использования, принята во многих зарубежных и отечественных центрах для воспроизведения и прогноза региональной атмосферной циркуляции. Адаптация к условиям Черноморского региона региональной гидростатической модели атмосферной циркуляции RegCM была произведена версии 4.3.5.6, разработанной в Европейском центре среднесрочного прогноза погоды (ЕЦСПП) или ECMWF (European Centre for Medium-Range Weather Forecasts).

На основании модели RegCM были рассчитаны поля приводного ветра за 1979 – 2013 гг. на сетке 138×74 с шагом 0,11 градусов, как по широте, так и по долготе. Шаг по времени 6 часов. Поля приводного ветра по модели RegCM рассчитывались в Морском Гидрофизическом Институте и передавались в ГОИН в рамках межинститутского взаимодействия. С 2014 года это взаимодействие прекратилось, и расчет полей приводного ветра походил в ГОИНе по модели WRF на сетке 194×94 с шагом 0,08 градусов, как по широте, так и по долготе. Шаг по времени 3 часа. Поля волнения, полученные за 1979 – 2013 гг. переинтерполировались в сетку WRF.

По полям приводного ветра были получены поля ветрового волнения. Для расчета направленного спектра ветрового волнения Черного и Азовского морей была использована модель PABM (Российская Атмосферно-Волновая Модель) на той же сетке, что и модель WRF. В модели используется «узконаправленное» упрощение кинетического интеграла Хассельмана, описывающего нелинейные взаимодействия в спектре ветровых волн. При анализе высот волн использовалась средняя высота волны в системе. Для краткости изложения эта детализация режима будет опускаться.

Волновой климат Черного моря рассчитывался за 1979 – 2013 гг. Эмпирические распределения высот волн, полученные для каждой точки сеточной области, аппроксимировались распределением Вейбулла. С него снималась квантиль, отвечающая вероятности появления события раз в год (рис. 2.1). Климатические данные будут в дальнейшем использованы для сравнения с расчетами за конкретный год. Отдельно были

получены наибольшие высоты волн за 2013, 2014 и 2015 годы (рис. 2.2-2.4). Данные карты были получены путем выборки наибольшей высоты волны по расчетам за конкретный год.

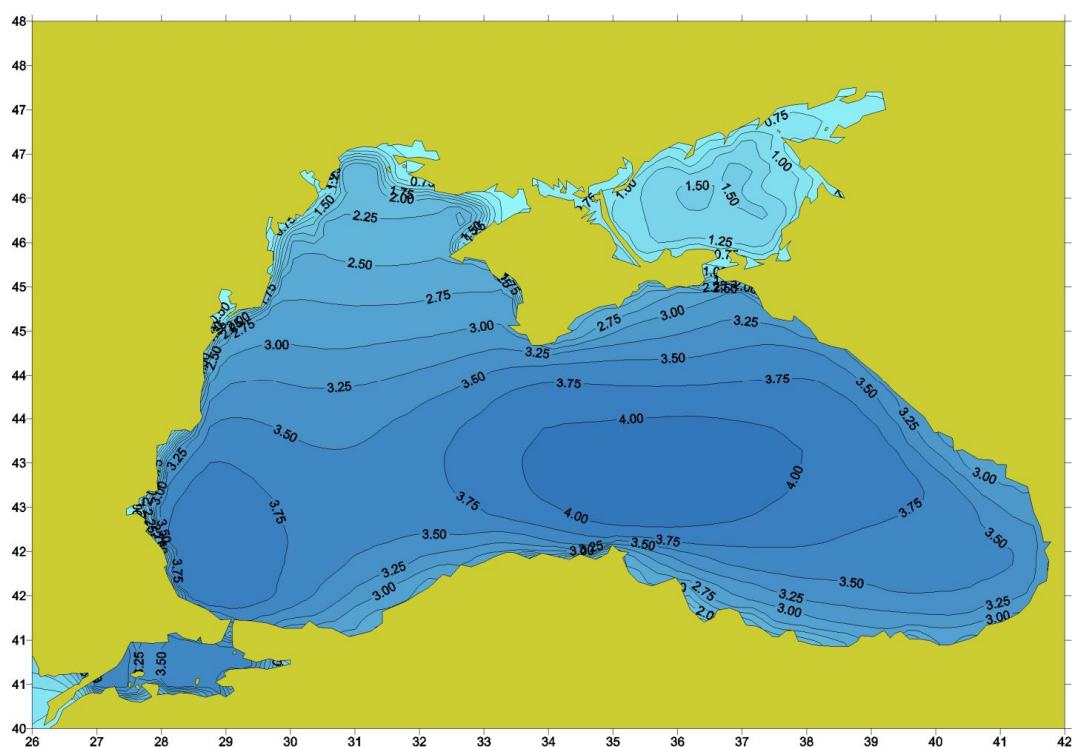


Рисунок 1.1 Высоты волн, возможные раз в год в Азово-Черноморском бассейне (по данным за 1979-2013 гг.)

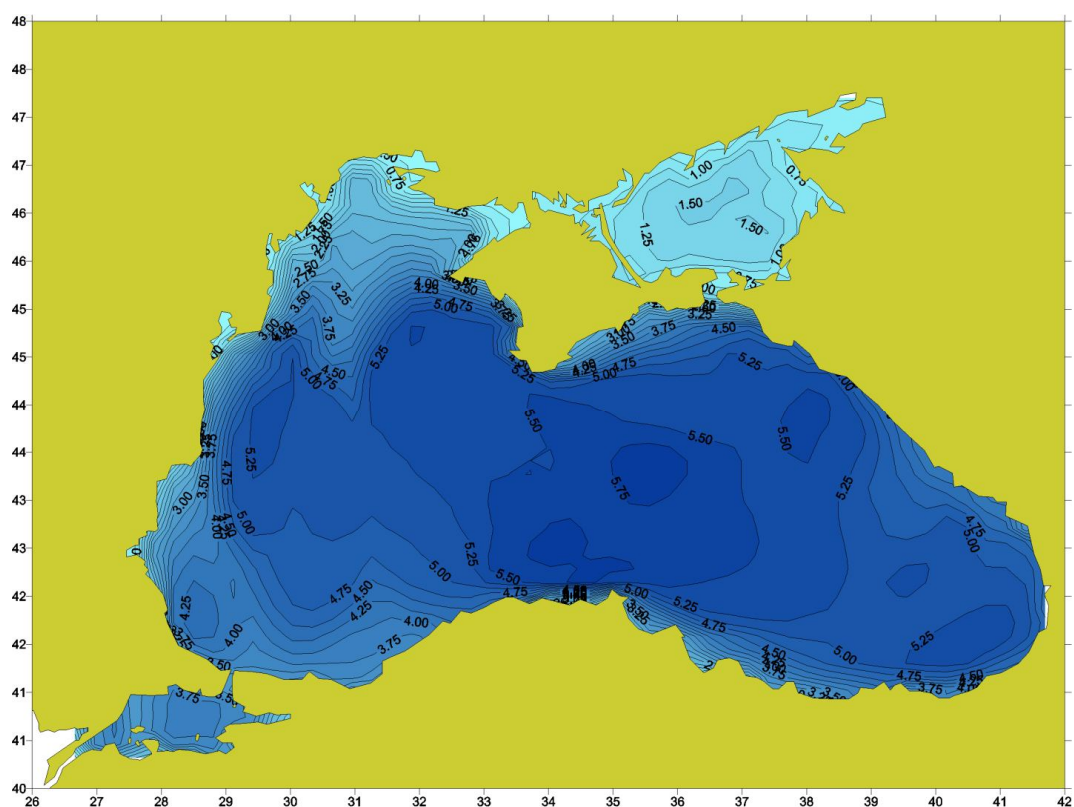


Рисунок 2.2 Наибольшие высоты волн по данным за 2013 г в Азово-Черноморском бассейне

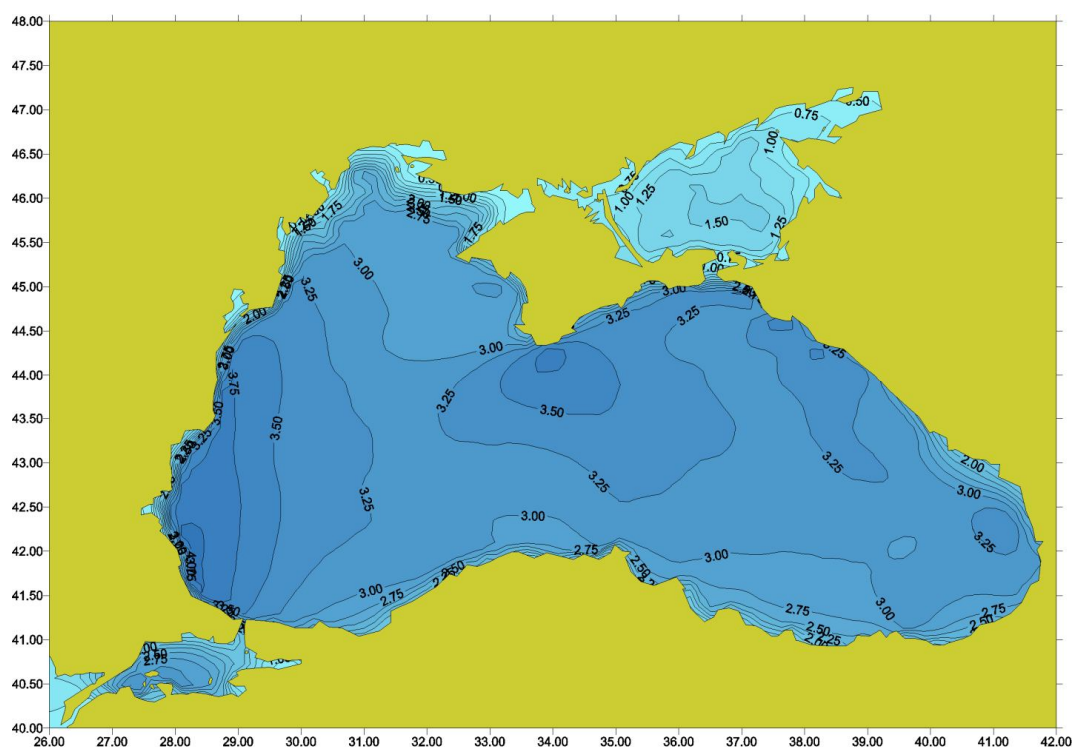


Рисунок 2.3 Наибольшие высоты волн по данным за 2014 г в Азово-Черноморском бассейне

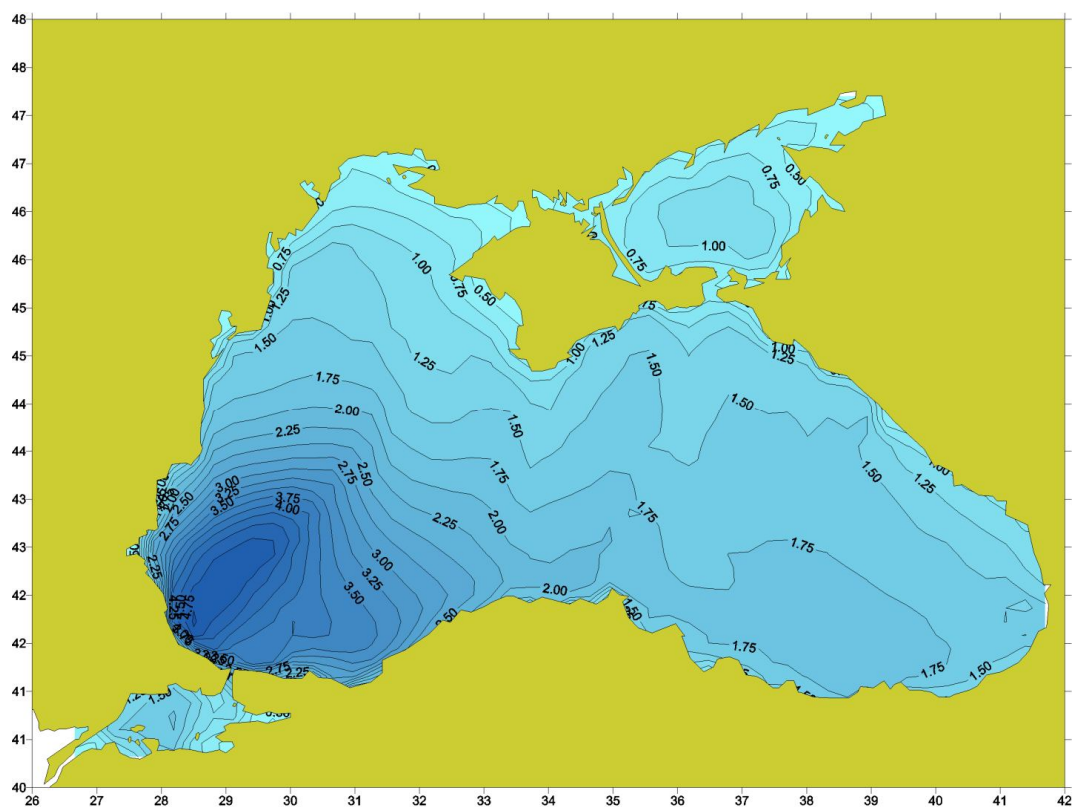


Рисунок 2.4 Наибольшие высоты волн по данным за 2015 г в Азово-Черноморском бассейне

Согласно проведенным исследованиям можно утверждать, что штормовое волнение на Черном море обладает сильной межгодовой изменчивостью. Если среднемноголетние условия характеризуются наличием полосы в центре моря с более сильным волнением (более 3,5 м), то в отдельные годы картина представляется более пестрой. 2013 год можно считать относительно «бурным». Наибольшие высоты волн в этот год более чем на метр превосходили среднемноголетние. Последующие годы – 2014 и 2015 отмечены тем, что в них не наблюдались штормы такой силы как в 2013 году. Если 2014 год по своим «штормовым» условиям близок к средним за многие годы, то 2015 год можно считать относительно «тихим». Волновые условия близкие к среднегодовым наблюдались только на юго-западе моря.

На рисунках 2.5-2.8 приведены средние за год высоты волн.

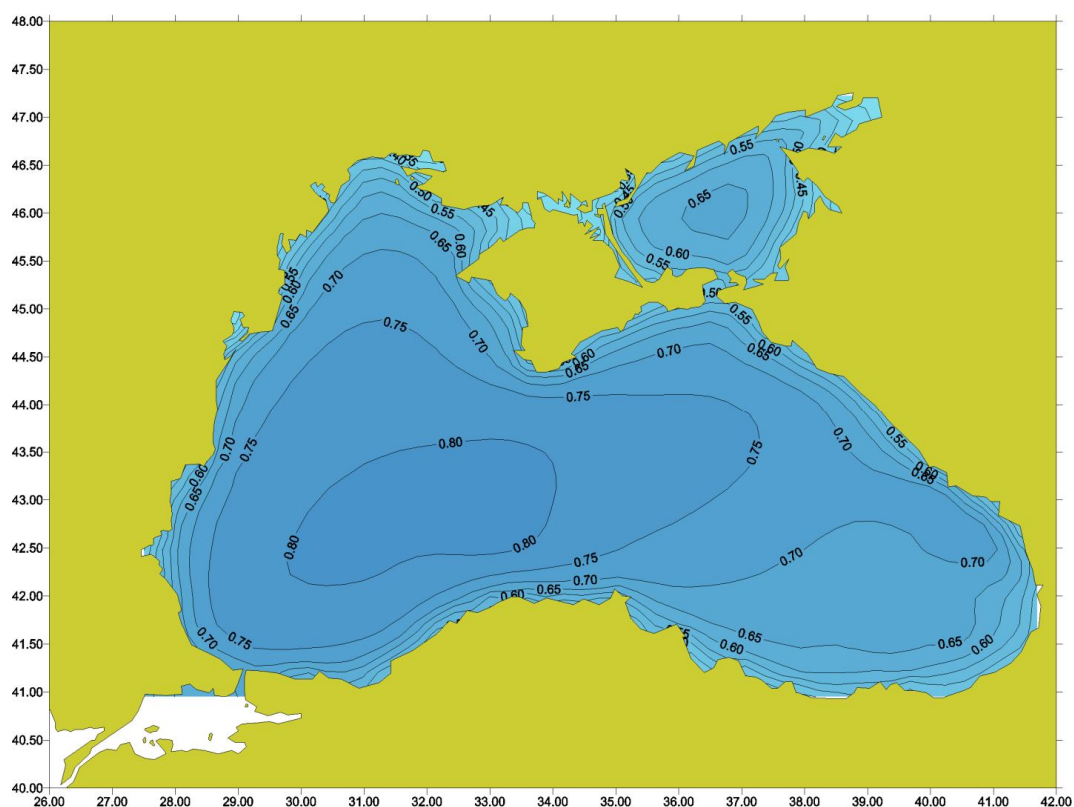


Рисунок 2.5 Средние за год высоты волн в Азово-Черноморском бассейне (по данным за 1979-2013 гг)

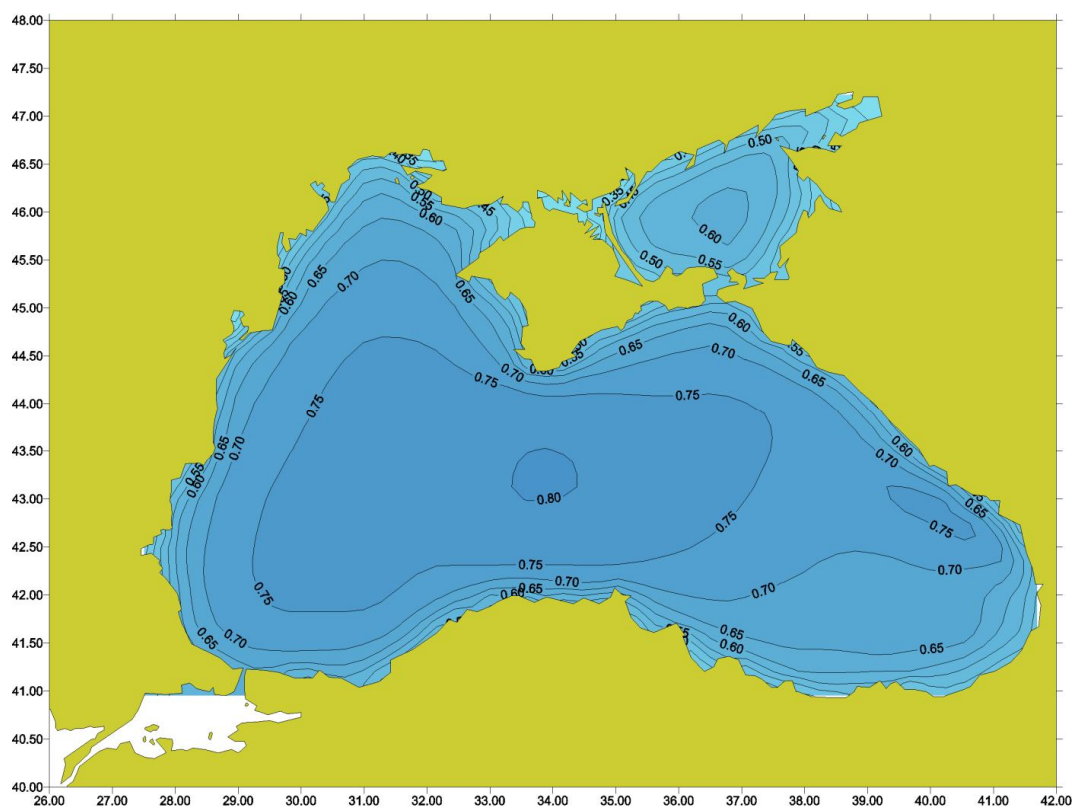


Рисунок 2.6 Средние за 2013 г высоты волн в Азово-Черноморском бассейне

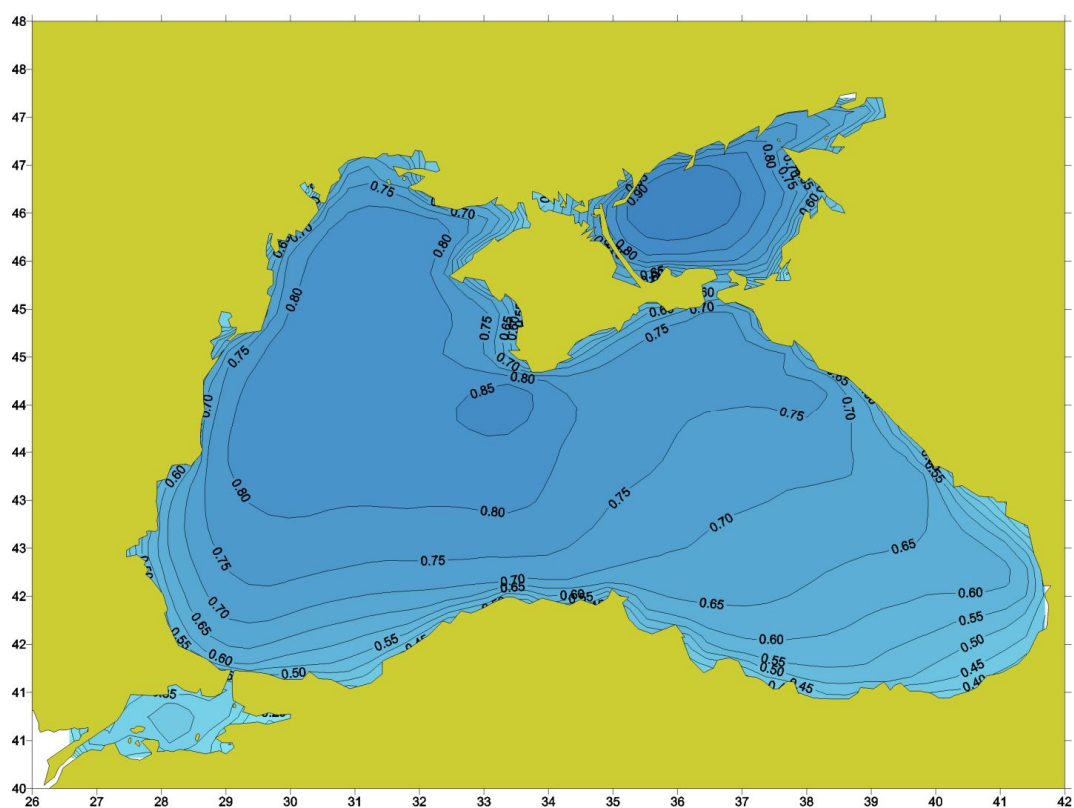


Рисунок 2.7 Средние за 2014 г высоты волн в Азово-Черноморском бассейне

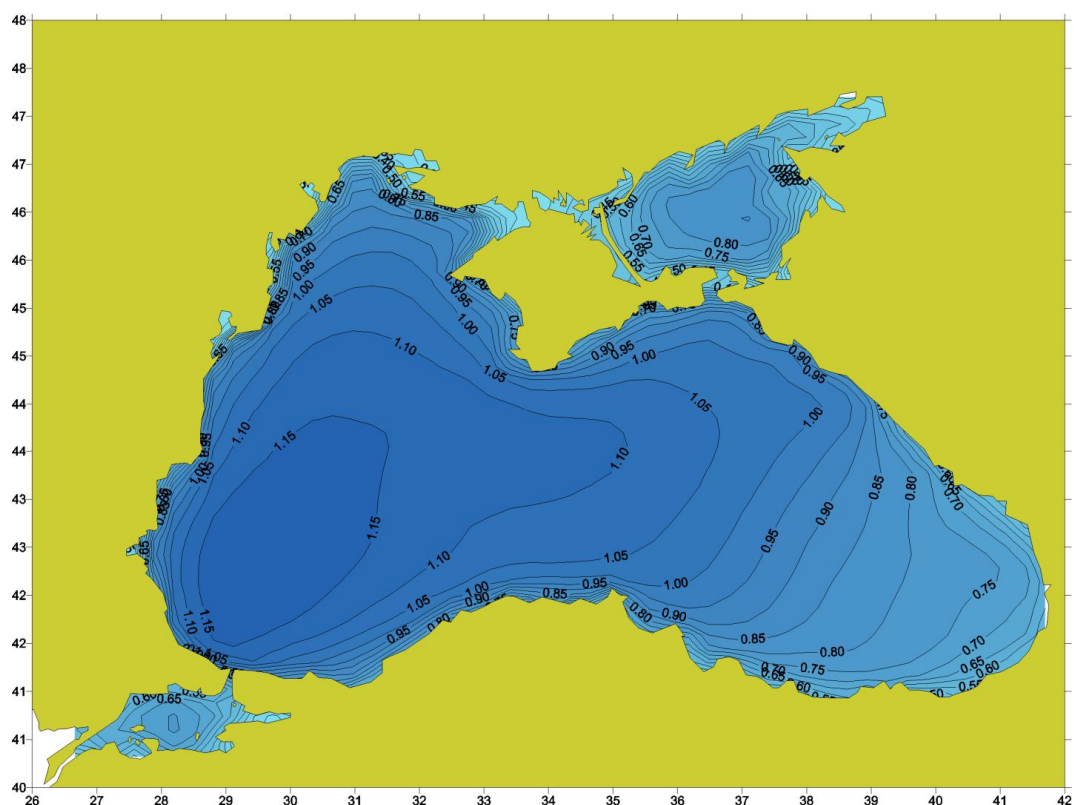


Рисунок 2.8 Средние за 2015 г высоты волн в Азово-Черноморском бассейне

На рисунке 2.5 показаны средние высоты волн за 1979 – 2013 гг. На рисунках 2.6 – 2.8 приведены средние значения высот волн за конкретные годы: 2013, 2014 и 2015. Из рисунков видно, что среднегодовые высоты обладают меньшей межгодовой изменчивостью, чем «штормовые» значения. Обычно средние за год высоты волн более 0,75 м занимают центральные районы моря, уменьшаясь к берегу. Данный эффект объясняется меньшими разгонами для прибрежного волнения. Подобная картина наблюдалась и в 2013 и в 2014 годах. Несколько особняком стоит 2015 год. Средние за год высоты волн в нем на 20 см выше обычно наблюдаемых. В этот год больших волн не наблюдалось над всем морем, кроме юго-запада (см. рисунок 2.4). Иными словами частое появление «средних» волновых условий не всегда сопровождается экстремальными штормами.

Результат сравнения режимных характеристик периодов волн, полученных по всему архиву данных (рис. 2.9) и за конкретные годы (2013, 2014 и 2015 год) (рис.2.10-2.12) показал, что данная режимная характеристика мало меняется от года к году.



Рисунок 2.9 Средние периоды волн в Азово-Черноморском бассейне (по данным за 1979-2013 гг.)

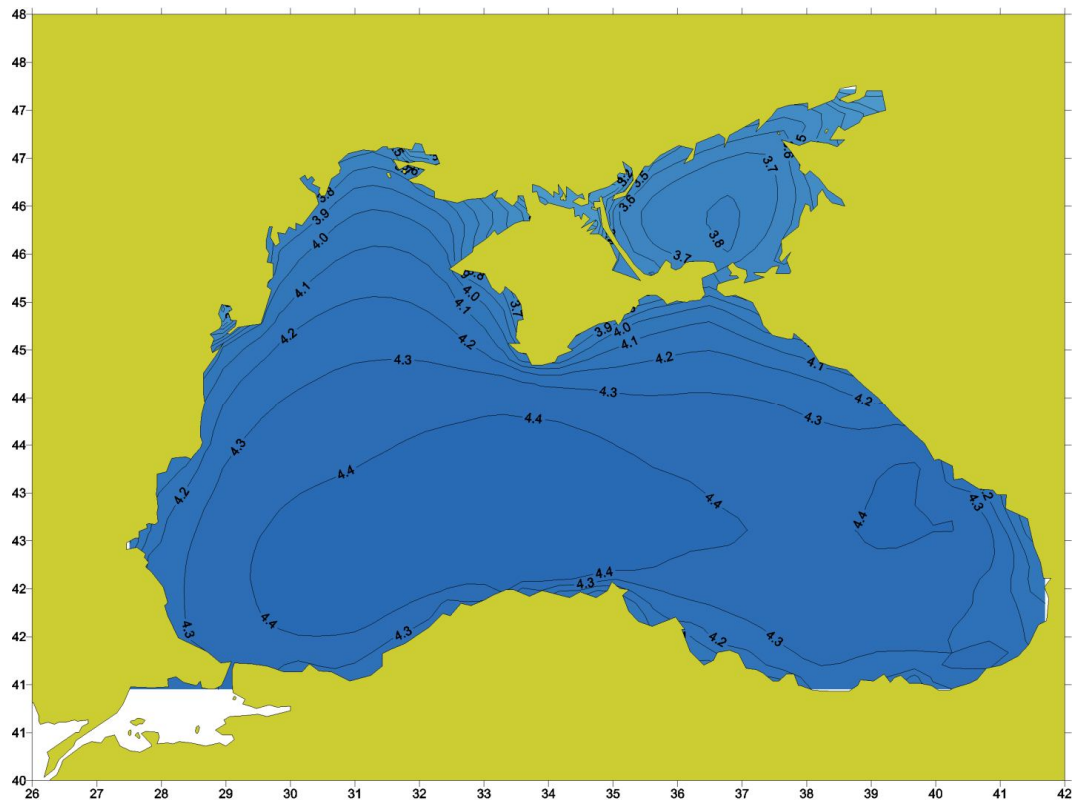


Рисунок 2.10 Средние за год периоды волн в Азово-Черноморском бассейне (по данным за 2013 г.)

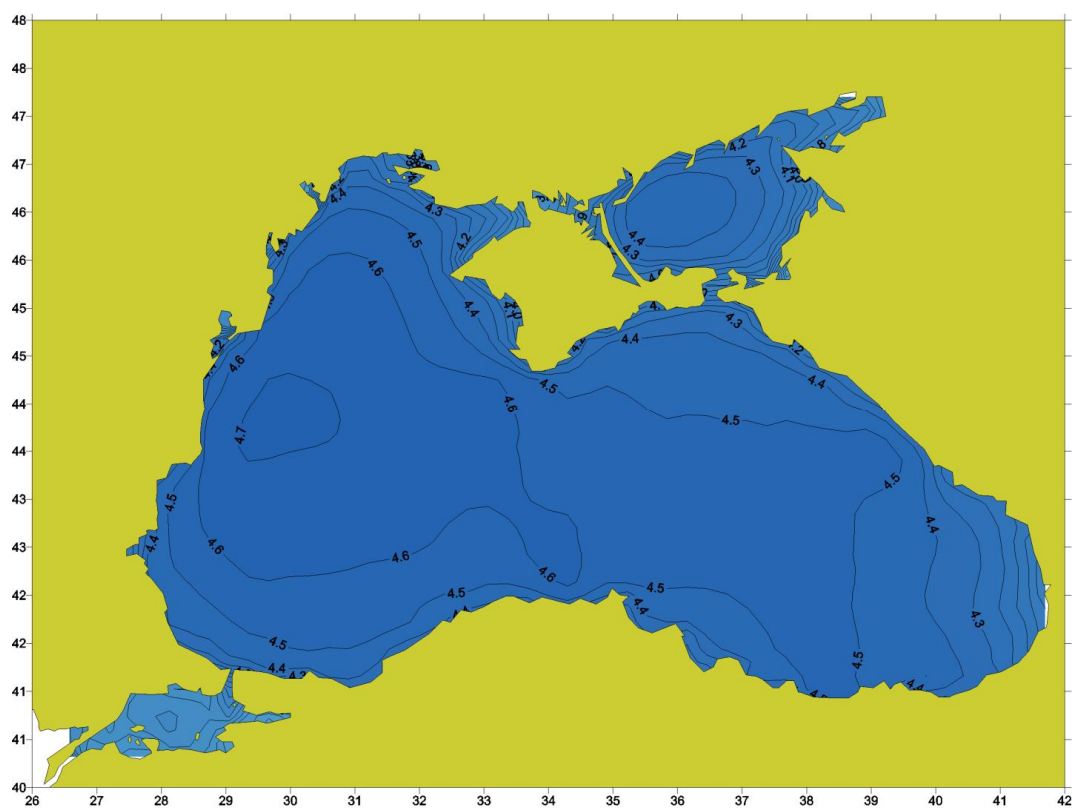


Рисунок 2.11 Средние за год периоды волн в Азово-Черноморском бассейне (по данным за 2014 г.)

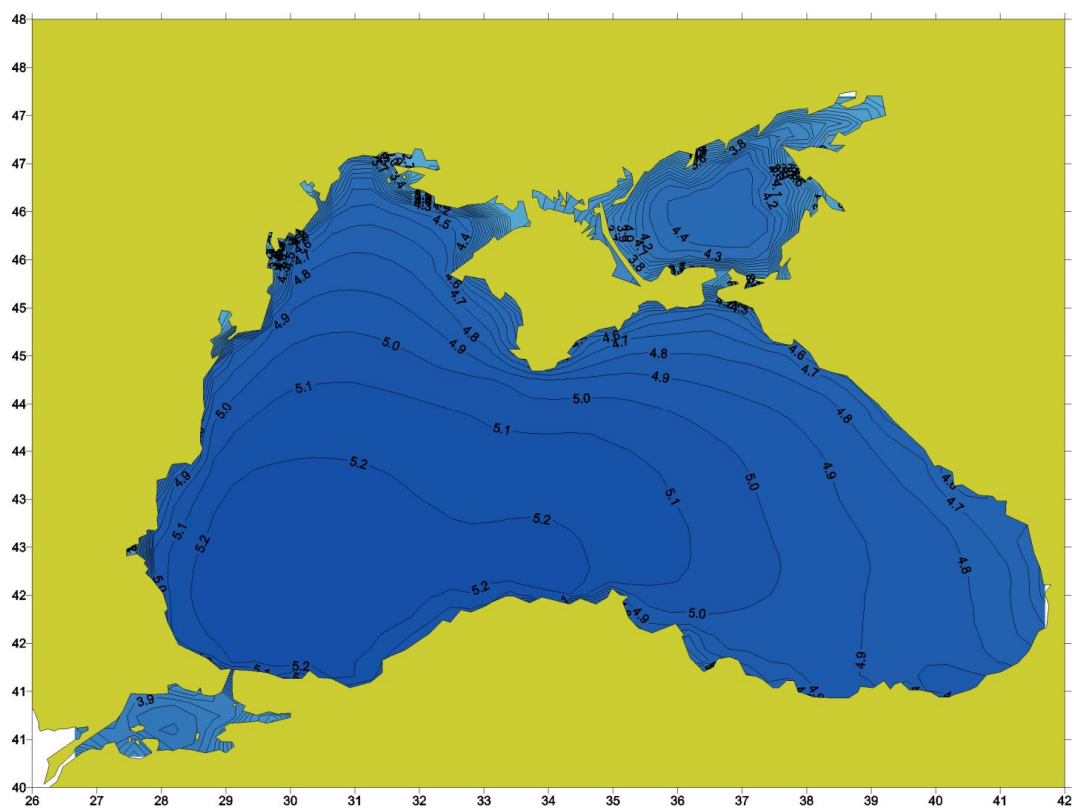


Рисунок 2.12 Средние за год периоды волн в Азово-Черноморском бассейне (по данным за 2015 г.)

В целом, в центральных районах моря среднегодовые периоды волн выше 4,4 с. К северу они уменьшаются. Это вызвано тем, что над морем обычно преобладают северные ветра и в силу этого для южных районов моря разгоны больше. Обращает на себя внимание, что последние 3 года наблюдается рост средних за год периодов волн на западе моря. Если 2013 год мало отличался от средних многолетних условий, то в 2014 году на западе моря появились средние за год периоды волн более 4,7 с, а в 2015 – более 5,2.

Существенные изменения в режиме ветрового волнения за последние годы (2014 и 2015) (рис. 2.8) происходят в режиме направления ветрового волнения (напомним, что оно отсчитывается в компас). Среднее направление волнения (θ_0) рассчитывалось согласно срочным данным по энергии ветрового волнения E_i и углу θ_i по формуле:

$$\theta_0 = \arctg \frac{\sum_{i=1}^n E_i \sin(\theta_i)}{\sum_{i=1}^n E_i \cos(\theta_i)},$$

где n – общее число сроков наблюдений (расчетов). Специально отметим, что в прибрежной зоне волны, как правило, разворачиваются к берегу. Так что последующие рассуждения будут справедливы для открытых районов моря. В среднем (рис.2.13) направление ветрового волнения имеет северо-восточное направление для западной акватории моря. Северное направление характерно для центральной акватории и северо-западное, западное и юго-западное для восточной его части. Подобная картина (рис. 2.14) наблюдалась и в 2013 году. В 2014 и 2015 году (рис. 2.15 и 2.16) на северо-востоке моря также как и на его западе стало доминировать северо-восточное волнение. В целом, данный тип волнения был характерен до 60-х годов 20 века, когда зимний северо-восточный ветер доминировал над всей северо-западной частью моря. Граница этого доминирования проходила по линии Новороссийск-Босфор.

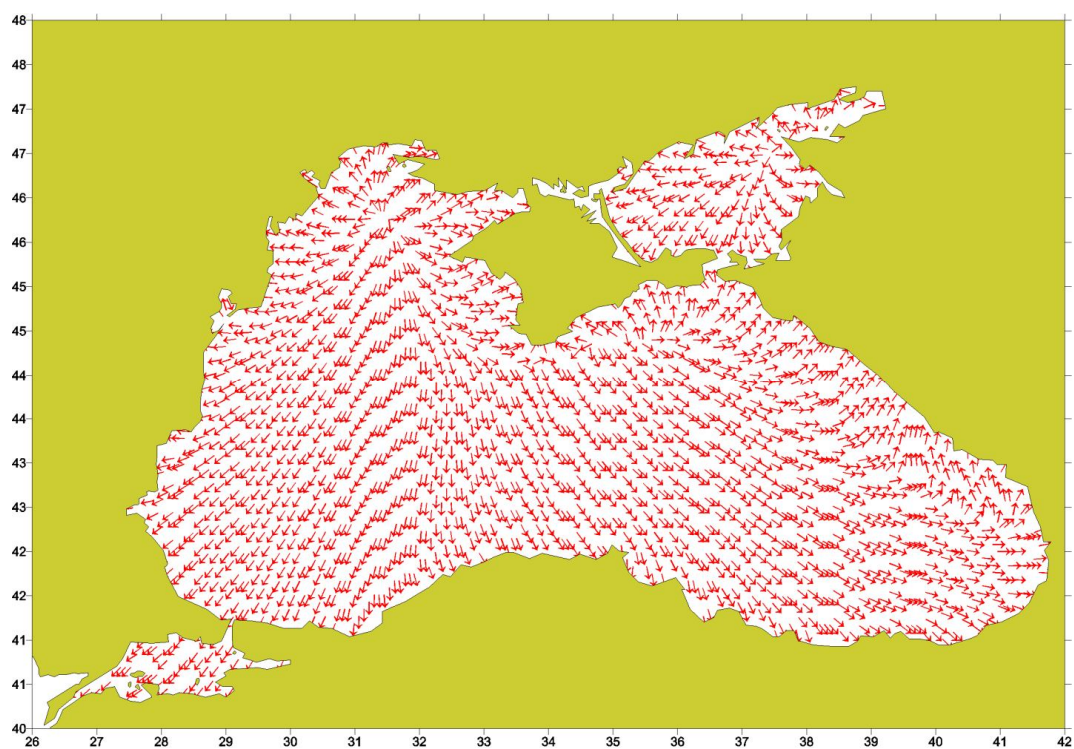


Рис.2.13. Среднее направление волн в Азово-Черноморском бассейне (по данным за 1979 - 2013 гг.)

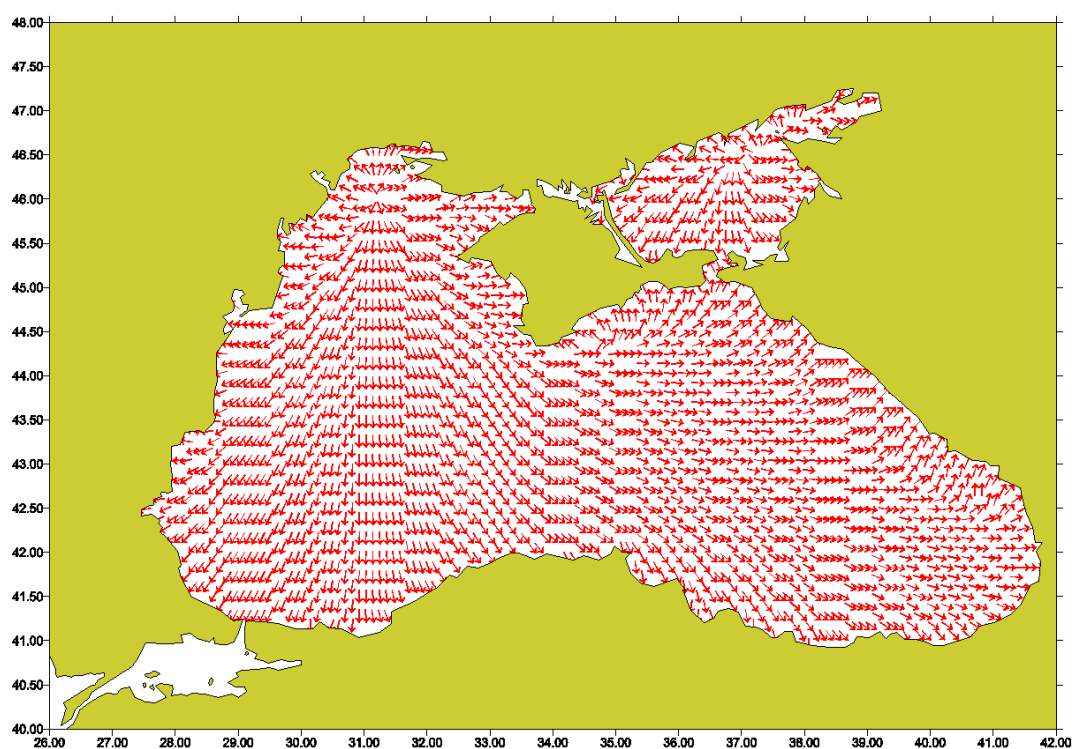


Рисунок 2.14. Среднее направление волн в Азово-Черноморском бассейне (по данным за 2013 г.)

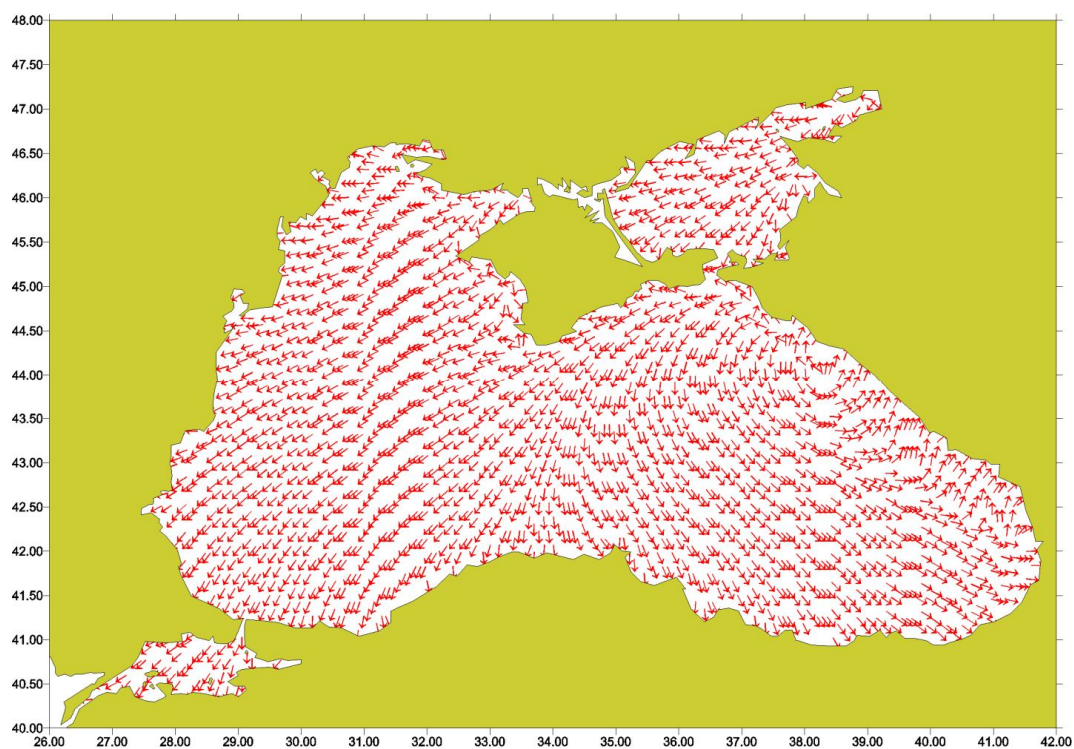


Рисунок 2.15. Среднее направление волн в Азово-Черноморском бассейне (по данным за 2014 г.)

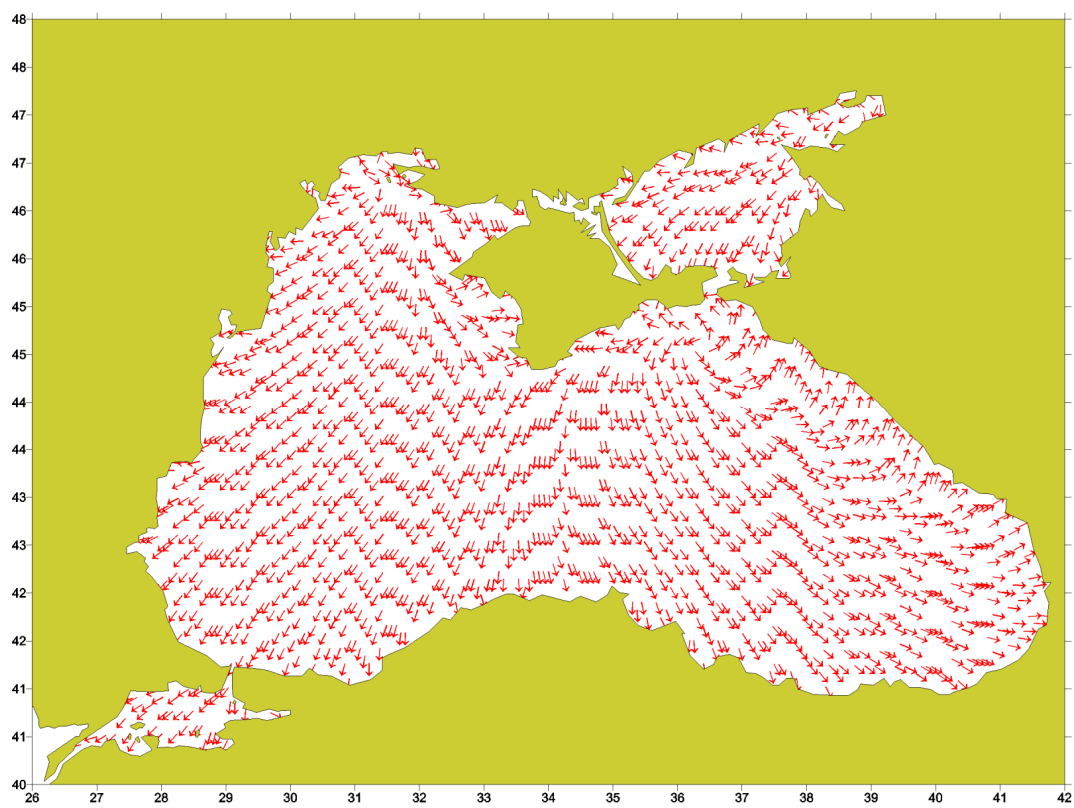


Рисунок 2.16. Среднее направление волн в Азово-Черноморском бассейне (по данным за 2015 г.)

3. Оценки изменчивости уровня Азовского моря

Наибольшие колебания уровня в Азовском море связаны с сгонно-нагонными процессами, обусловленные ветром.

В **2013** г. среднегодовой уровень на станции Таганрог составил 490 см. Максимальный уровень здесь наблюдался 24 марта и составил 751 см, что на 185 см выше критической отметки. Критическая отметка была превышена также в ноябре (на 50 см). Минимальный уровень за год был отмечен 3 октября и составил 305 см. Ниже критической отметки уровень не опускался.

На станции Ейск в 2013 г наблюдения за уровнем с января по октябрь включительно по предписанию Краснодарского отдела Ростехнадзора не проводились.

На станции Приморско-Ахтарск среднегодовой уровень в 2013 г составил 483 см, что на 5 см выше среднего уровня за предыдущие 20 лет. Максимальный уровень наблюдался 24 марта и составил 608 см. Этим была превышена критическая отметка уровня на 78 см. И это был единственный случай превышения критической отметки. Минимальный за год уровень составил 400 см, что на 20 см ниже отметки критического сгона и отмечался дважды - в феврале и апреле.

На станции Темрюк средний за год уровень составил 498 см., что на 6 см выше среднего за 20 лет. Максимальный за год уровень был отмечен дважды – в апреле и декабре и составил 578 см, что на 48 см выше критической отметки (530 см). Всего за год критическая отметка уровня была превышена 19 раз: в марте, апреле, июне, июле, сентябре, октябре, ноябре, и декабре. Сгона ниже критической отметки в Темрюке в 2013 г. не наблюдалось.

Среднегодовой наклон уровня Азовского моря с юго-запада на северо-восток (Темрюк-Приморско-Ахтарск) составил в 2013 г 15 см.

Таким образом, наклон уровня моря в 2013 г мало отличался от среднего уровня за предыдущие 20 лет, который составлял 14,27 см.

На рис 3.1-3.4 представлены результаты расчетов уровня моря за средние месяцы сезонов **2014** года в районе Таганрога, наиболее крупного порта Азовского моря. Данные представлены в системе ГВО СССР. По горизонтальной оси отложены дни месяца, по вертикальной – уровень моря в см.

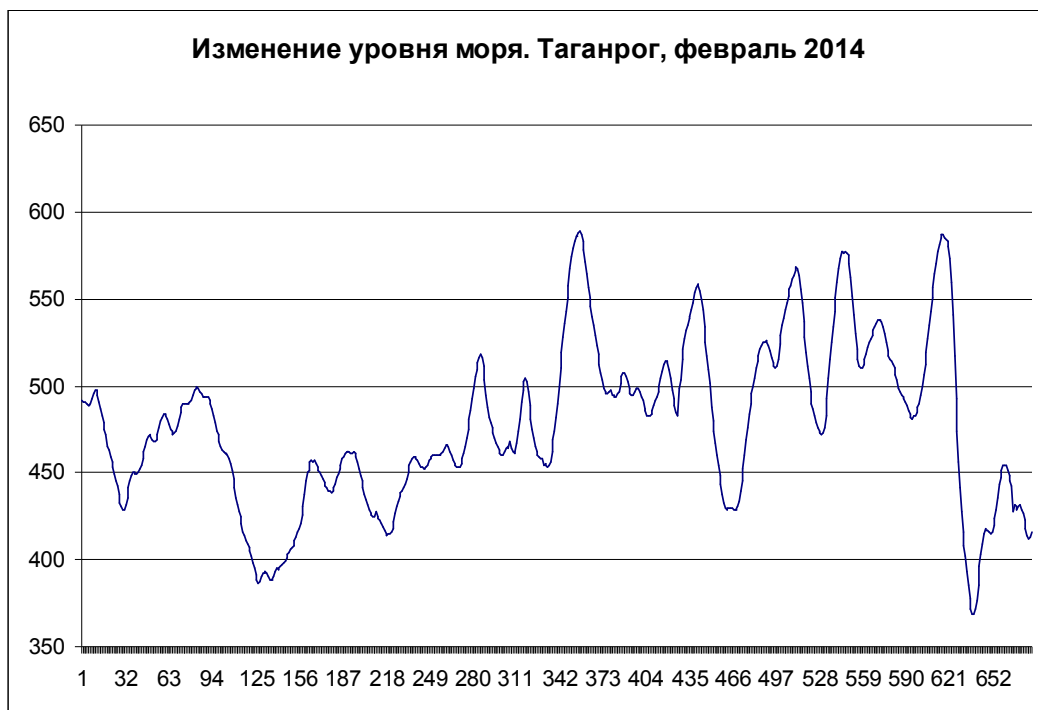


Рисунок 3.1

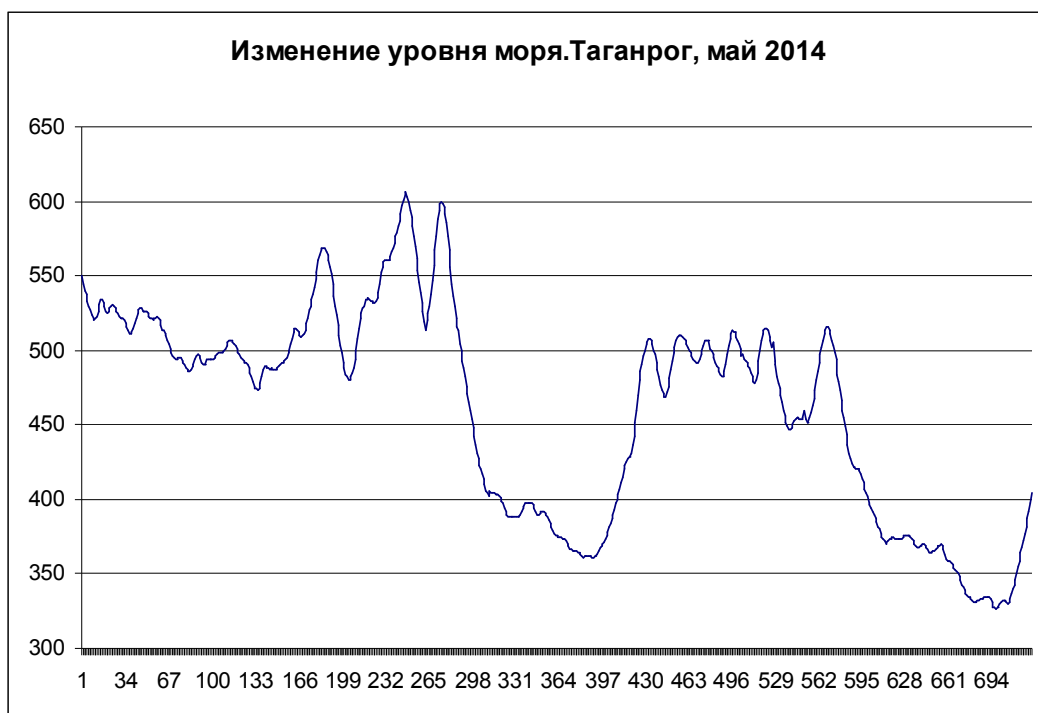


Рисунок 3.2

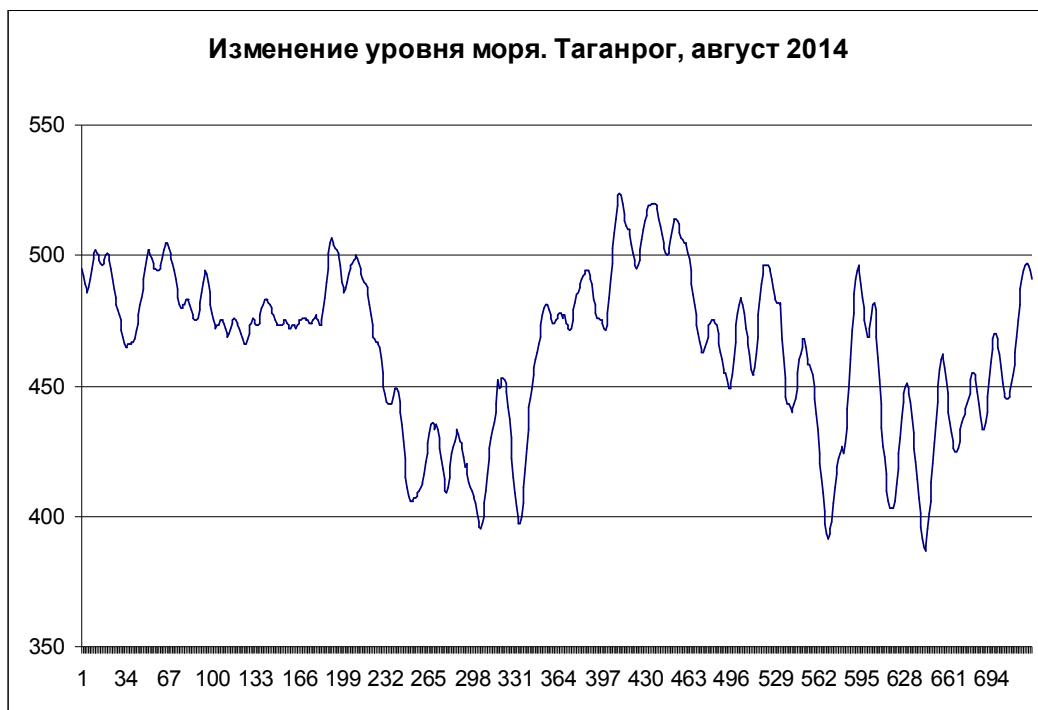


Рисунок 3.3

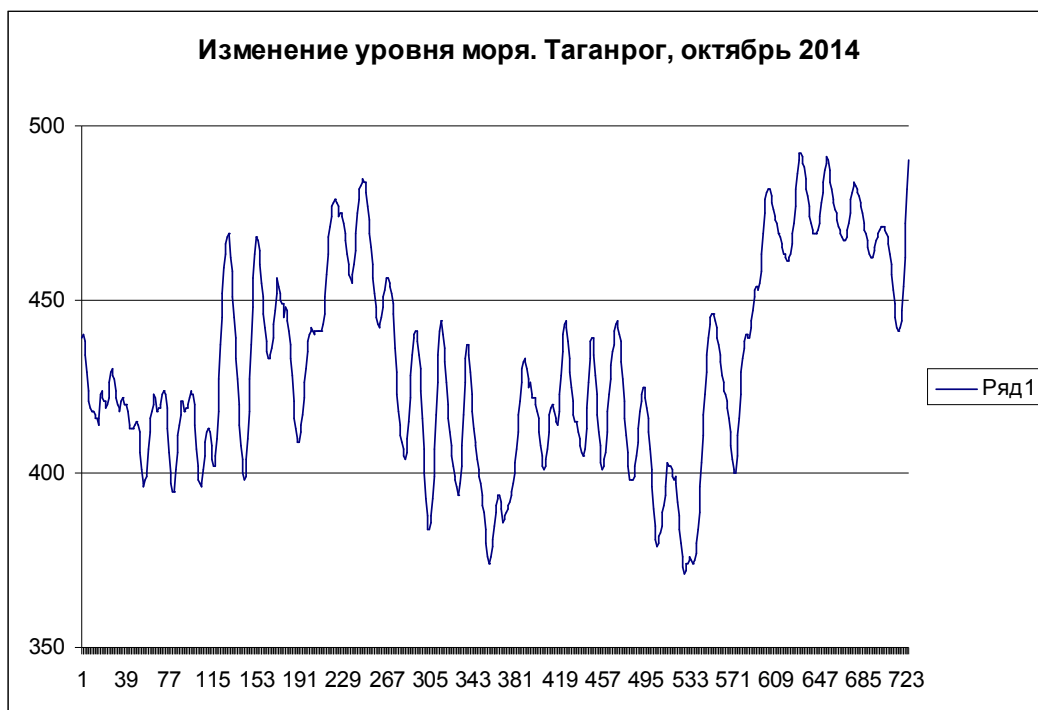


Рисунок 3.4

Из рисунков видно, что наиболее штормовыми были весенние месяцы. Это подтверждают и данные о средних месячных уровнях моря (рис 3.5).

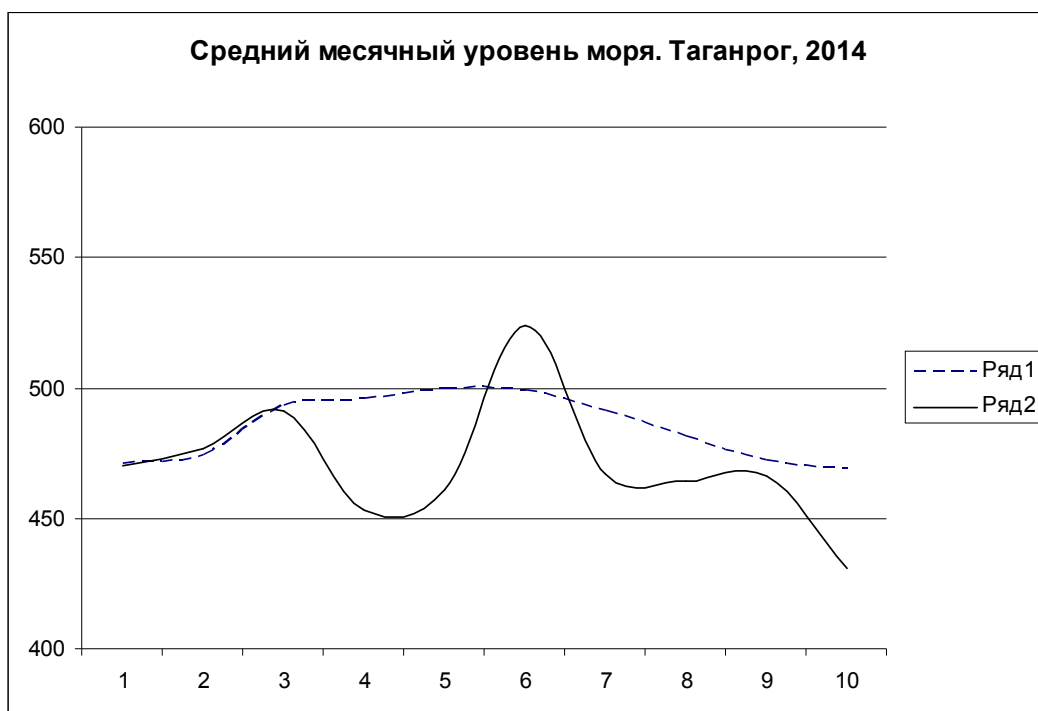


Рисунок 3.5

На рис. 3.5 представлен график изменения рассчитанных средних месячных значений уровня моря в районе Таганрога в 2014 г.(ряд 2). По горизонтальной оси здесь отложены номера месяцев. Отсутствие данных в ноябре и декабре объясняется частыми сбоями ЭВМ и переходом на другую систему подготовки ветровых данных. Ряд 1 показывает среднемесячный уровень моря в Таганроге по данным наблюдений за десять последних лет (2004 – 2013 гг). Уменьшение уровня моря в Таганрогском заливе в апреле – мае и во второй половине года связано было с усилением ветров восточных направлений.

Максимальный подъем уровня в восточной части моря в 2014 г наблюдался 24 сентября (рис 3.6). В результате сильного западного ветра в Таганроге уровень достиг экстремальной отметки 798 см, в Ейске 656 см, в Приморско-Ахтарске 690 см ГВО.

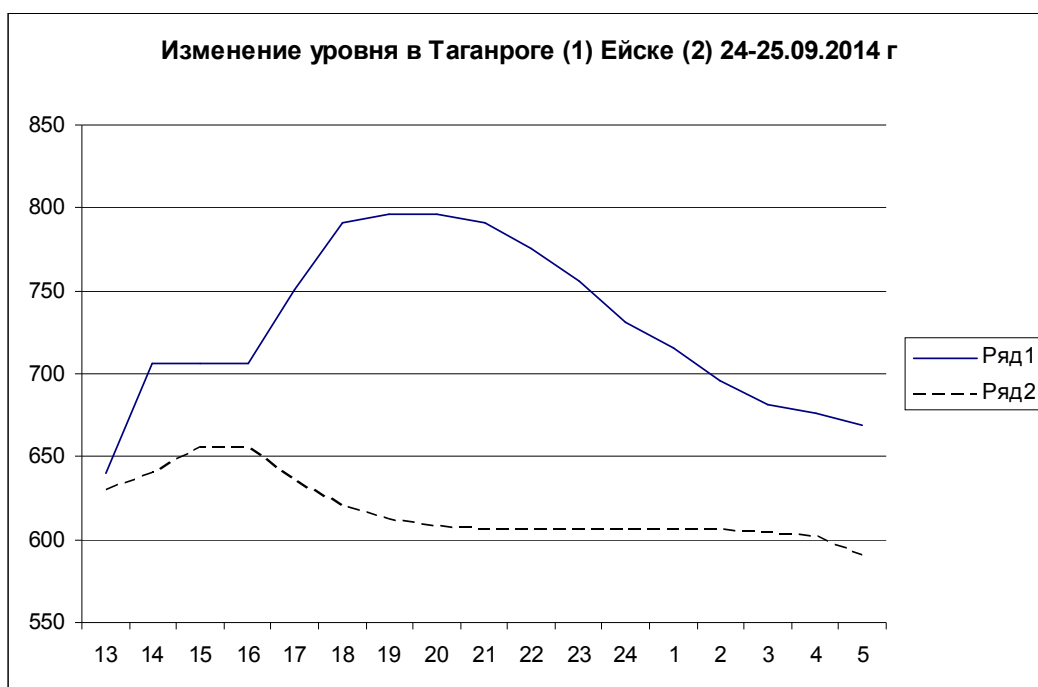
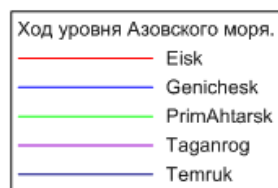


Рисунок 3.6

Нагонный уровень 24 сентября 2014 г превысил критическую отметку в Таганроге на 218 см, в Ейске на 56 см, в Приморско-Ахтарске – на 160 см. В Таганроге такой уровень является наибольшим за весь период наблюдений. В Приморско –Ахтарске уровень выше был отмечен только однажды – в 1923 г и составил тогда 724 см.

Начиная с мая **2015** г в Государственном океанографическом институте регулярно, за исключением дней, когда были сбои на большой ЭВМ института и во время передислокации ее в другое помещение, рассчитывается ежедневный экспериментальный краткосрочный прогноз ветровых изменений уровня по всей территории Азовского моря на трое суток по методике, описанной в работе [6]. Ниже представлены пример прогнозов ветровых колебаний уровня моря, ежедневно публикуемых на сайте ГОИНа (рис. 3.7, 3.8).



Прогноз аномалии уровня в некоторых пунктах Азовского моря и полей аномалий уровня моря на трое суток.

Расчет осуществляется по баротропной модели Азовского моря
 Автор Ю.Г. Филиппов. Прогноз ветра выполнен по модели
 WRF В.В. Фоминым. Оформление И.В. Чариков.
 Нулевая линия уровня на Рис 1 для каждого пункта соответствует
 приближенно среднему за предыдущую декаду уровню моря в данном пункте.
 Нулевое поле уровня моря на Рис.2 соответствует приближенно
 среднему за предыдущую декаду полю уровня моря

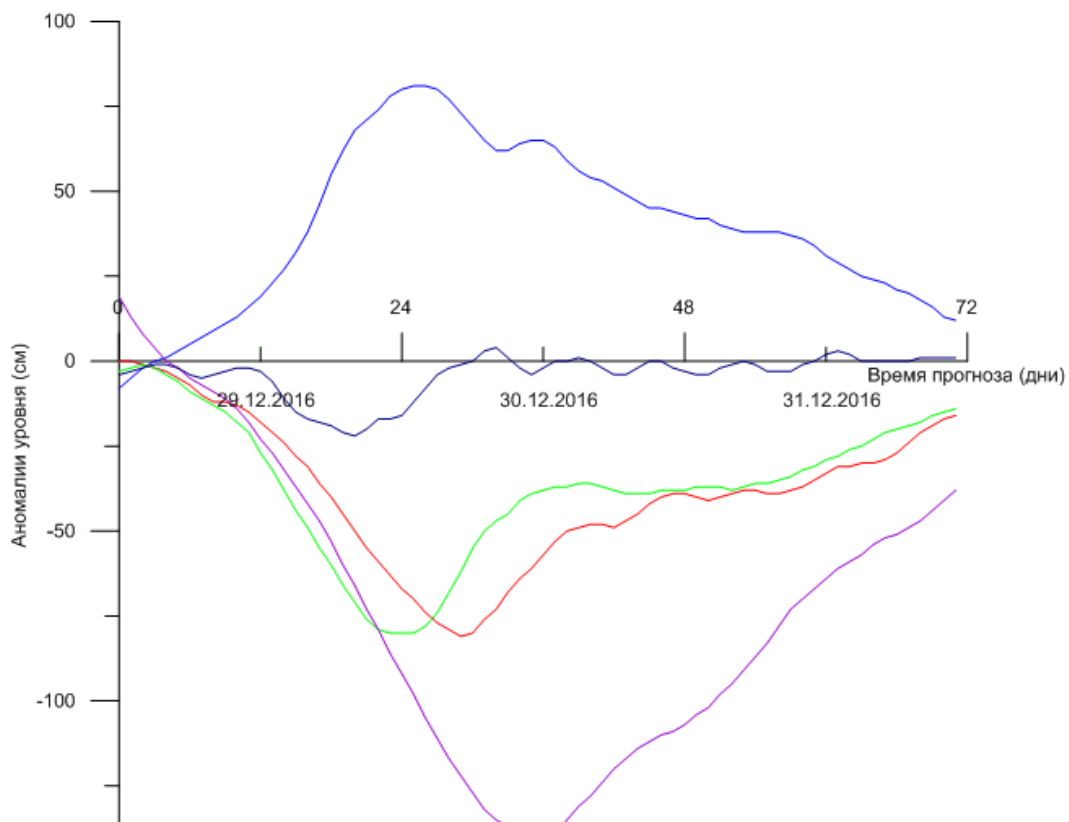


Рисунок 3.7 Прогноз аномалий уровня в отдельных пунктах Азовского моря

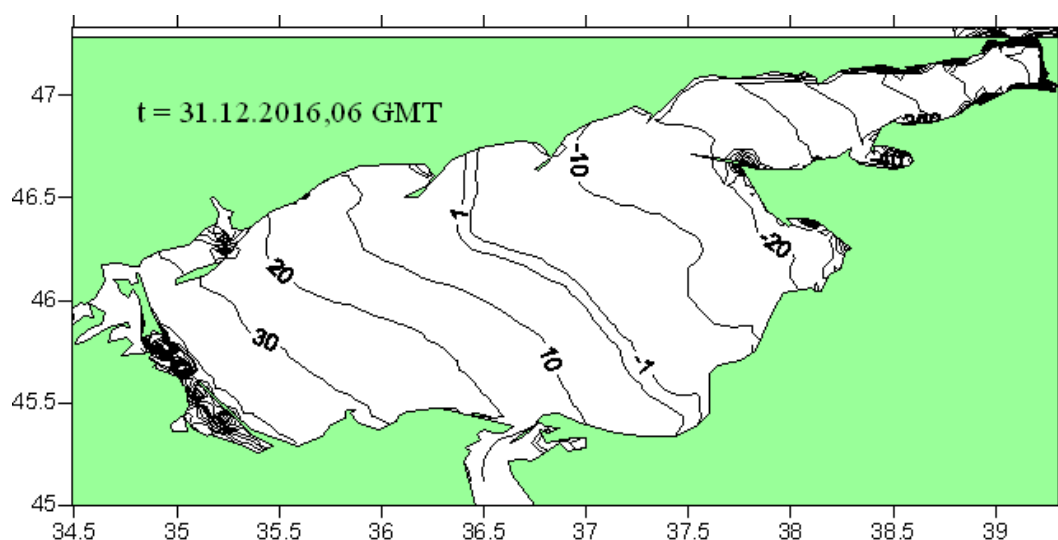


Рисунок 3.8. Поле уровня Азовского моря в 6 ч 21 сентября 2016 г

В Таблице 3.1 представлены статистические результаты сравнения измерений и расчетов ветровых колебаний уровня в основных пунктах Азовского моря за период с июня 2015 г по июль 2016 г включительно. Исключение составил август 2015 г, который был исключен из рассмотрения из-за частых сбоев ЭВМ, связанных с переводом ее в другое помещение и последующей отладкой.

Отдельно рассматривались прогнозы на один день, на два и на три дня. Статистическая оценка надежности метода прогноза проводилась по следующим критериям:

- отношение средней квадратической ошибки прогнозов уровня к среднему квадратическому отклонению изменений уровня от среднего за тот же период, Sr/Sn ,
- коэффициент корреляции между прогнозом и наблюдениями, r ,
- обеспеченность метода прогноза по сравнению с инерционным прогнозом в процентах, $P\%$.

Расчеты проводились по месяцам, а затем были обобщены на год.

Таблица 1. Обобщенные за год статистические оценки критериев надежности метода прогноза ветровых колебаний уровня моря

День прогн.	Параметры	Таганрог	Ейск	Пр-Ахт	Геническ	Мысовое
1	Sr/Sn	0,49	0,56	0,84	0,65	0,72
	r	0,85	0,84	0,68	0,84	0,80
	P%	75	72	61	65	79
2	Sr/Sn	0,53	0,60	0,84	0,72	0,74
	r	0,82	0,81	0,65	0,79	0,77
	P%	81	77	69	69	80
3	Sr/Sn	0,60	0,62	0,89	0,80	0,75
	r	0,79	0,77	0,63	0,72	0,73
	P%	81	82	71	73	84

На рисунках 3.9-3.14 приводятся примеры сравнения графиков 3- суточных прогнозов уровня и наблюдений в двух пунктах восточной части моря. Надписи на рисунках показывают название пункта, номер месяца, год и срок прогноза (1, 2 или 3 дня). По горизонтальной оси отложены порядковые номера 6-ти часовых наблюдений в течение первых 15 суток данного месяца. Синим цветом показаны расчеты, красным – наблюдения.

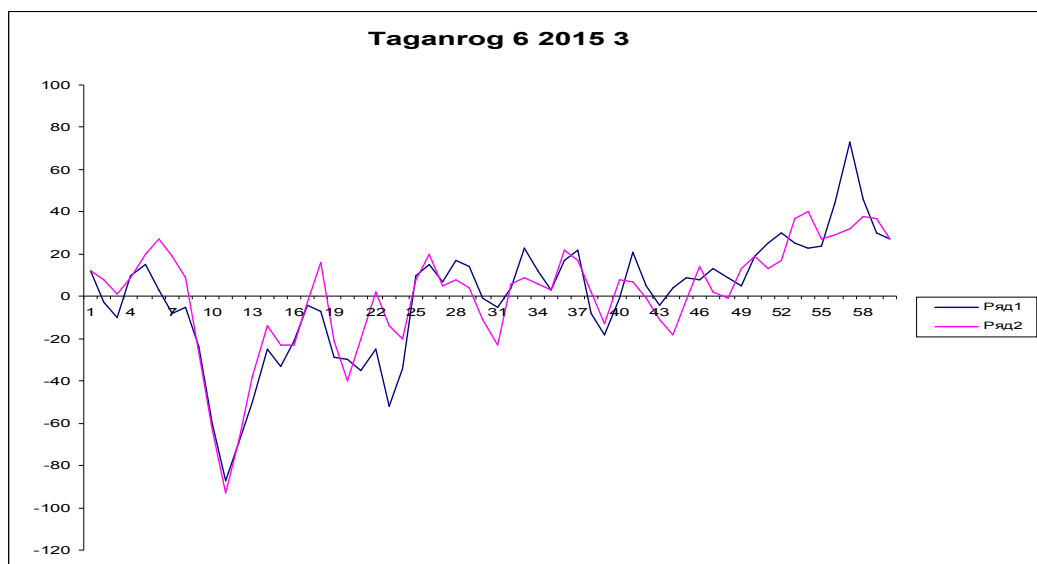


Рисунок 3.9. Прогноз ветровых колебаний уровня моря в п. Таганрог на третьи сутки и их наблюдения в июне 2015 г.

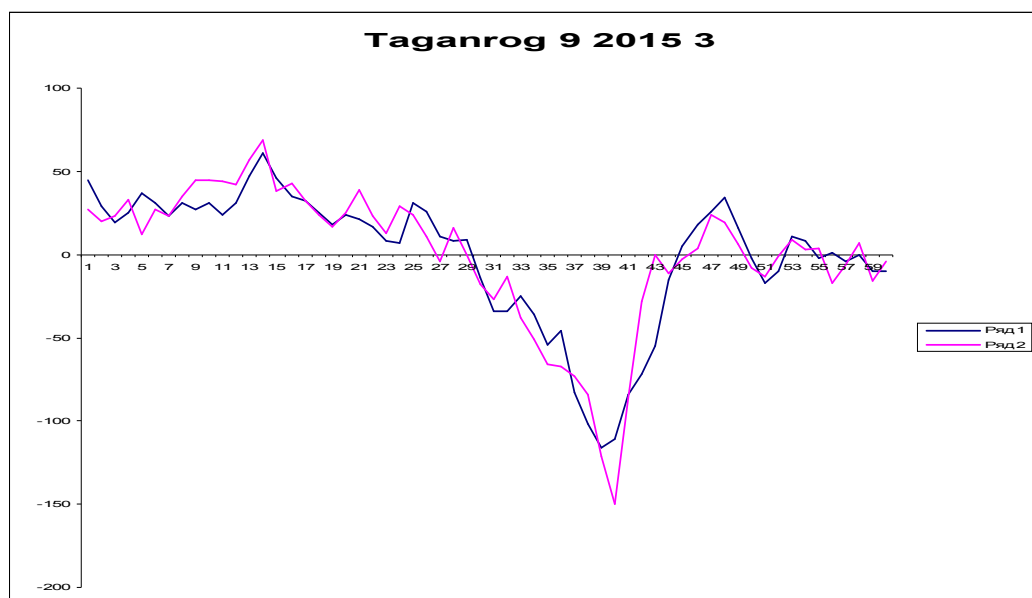


Рисунок 3.10. Прогноз ветровых колебаний уровня моря в п. Таганрог на третьи сутки и их наблюдения в сентябре 2015 г.

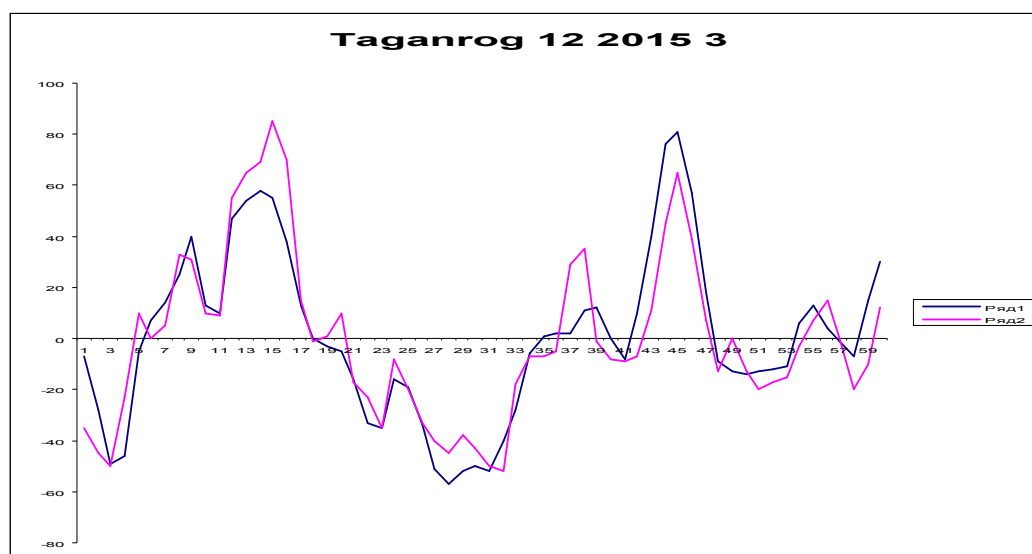


Рисунок 3.11. Прогноз ветровых колебаний уровня моря в п. Таганрог на третьи сутки и их наблюдения в декабре 2015 г.

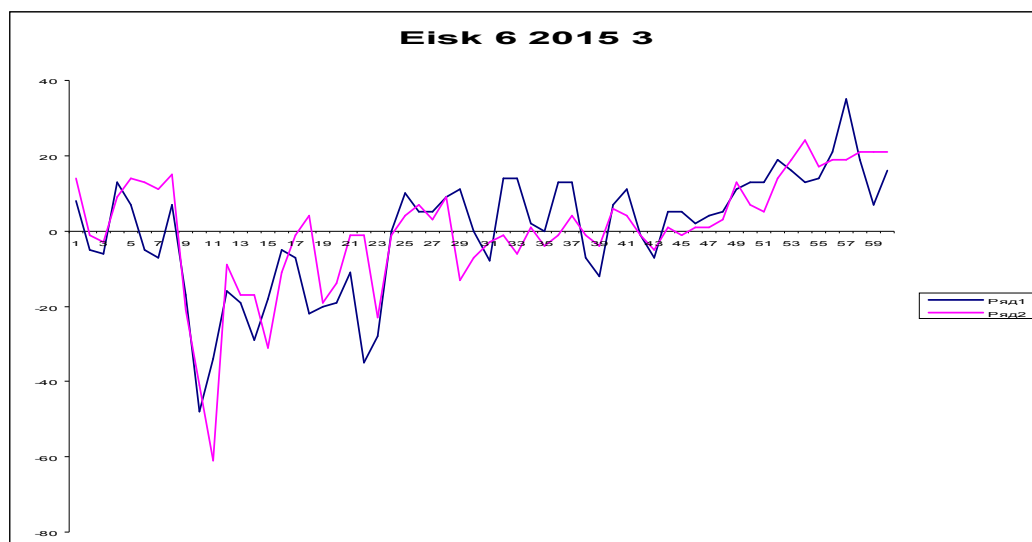


Рисунок 3.12. Прогноз ветровых колебаний уровня моря в п. Ейск на третьи сутки
и их наблюдения в июне 2015 г.

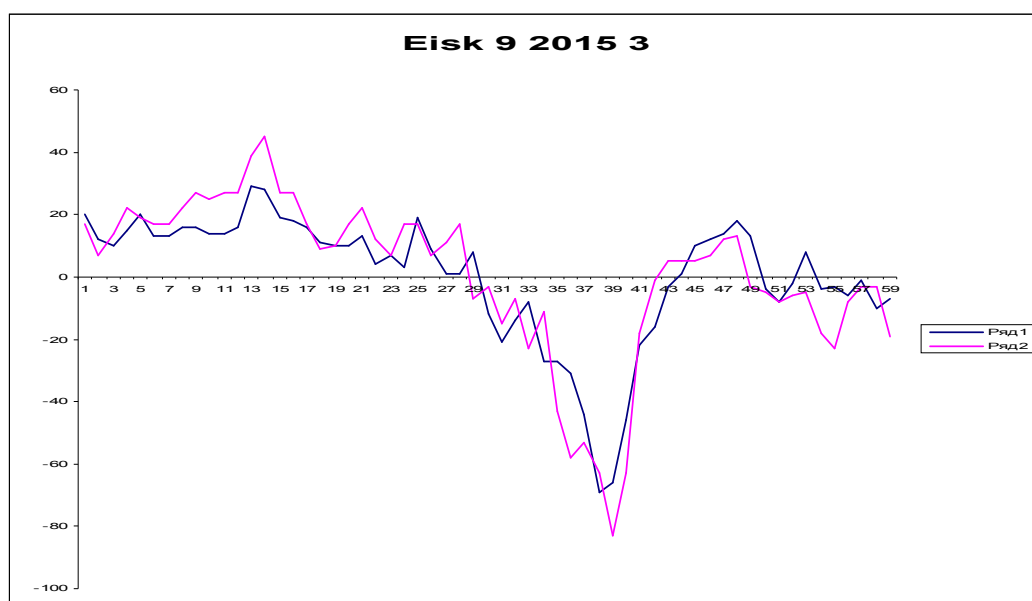


Рисунок 3.13. Прогноз ветровых колебаний уровня моря в п. Ейск на третьи сутки
и их наблюдения в сентябре 2015 г.

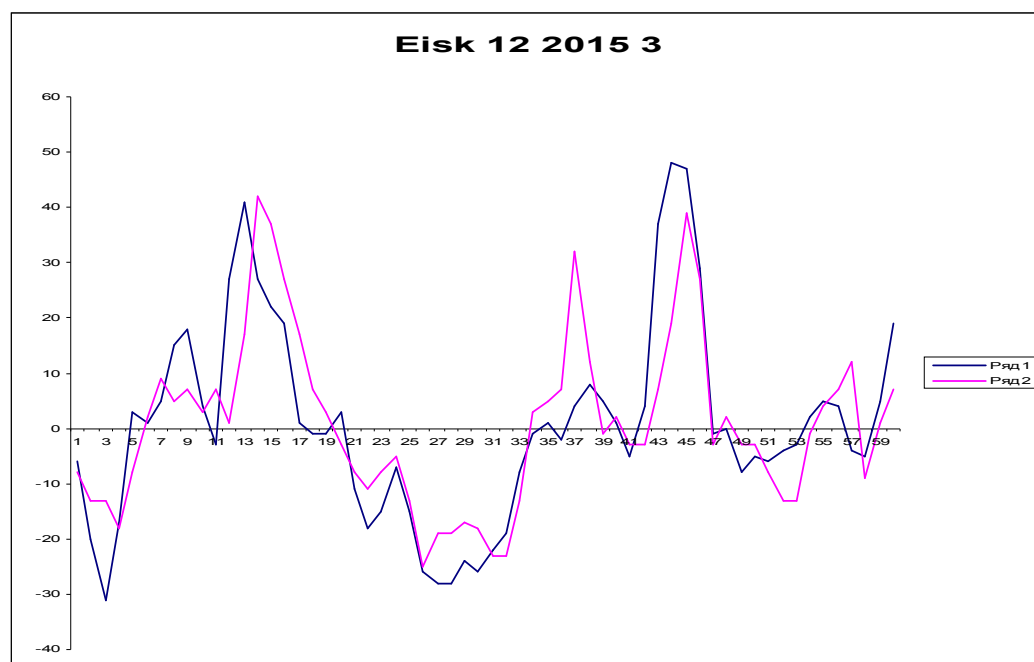


Рисунок 3.14. Прогноз ветровых колебаний уровня моря в п. Ейск на третьи сутки и их наблюдения в декабре 2015 г.

Следует учитывать возможное понижение точности прогноза в холодные месяцы, что объясняется трудностью наблюдений за уровнем в это время из-за ухудшения видимости в темное время суток, большего волнения и обмерзания рейки.

Для получения прогноза полного уровня в системе ГВО СССР, включающего сезонные составляющие, предлагается использовать в качестве сезонных значений средние значения уровня в рассматриваемом пункте за предыдущие 10-15 суток, либо пользоваться осредненными среднемесячными значениями уровня за последние годы. Учет колебаний расхода реки Дон при краткосрочном прогнозе уровня имеет значение лишь для восточной части Таганрогского залива и был описан выше.

Данная методика с описанием и примерами расчета краткосрочного прогноза ветровых колебаний уровня моря, ежечасным трехсуточным прогнозом ветровых полей, передана в Северо-Кавказское управление и там налажен их собственный прогноз. При этом имеется возможность использовать другие источники ветра, выбирать другие географические точки для расчетов, работать с программой, проводить свои исследования и т. д.

Результаты их расчетов по применению описанной методики рассмотрены на Техническом совете ФГБУ Северо-Кавказского УГМС и заседании ЦМКП Росгидромета.

Оба решения положительные и содержат рекомендации по дальнейшему использованию ее в деятельности ФГБУ Северо-Кавказского УГМС и проверке на предмет

оценки в случае опасных явлений, которых за время использования методики не наблюдалось.

4. Ледовые условия в Азовском море в зимний сезон 2012 - 2013 гг.

Особенностью ледового режима Азовского моря является ежегодное образование льда на его акватории, даже в относительно мягкие зимы. Основными факторами, определяющими ледовые условия, являются: географическое положение (внутриконтинентальное, в южной части умеренного пояса), изолированность от Мирового океана, характер и интенсивность атмосферных процессов, а также мелководность моря, низкая соленость его вод, изрезанность и орография берегов [13,14]. Существенно влияют на ледовый покров моря динамическое воздействие ветра и течений и колебания уровня вследствие сгонно-нагонных явлений. Значительная повторяемость ветров восточной четверти, характерная для акватории Азовского бассейна в холодный сезон года, способствует перераспределению льда из Таганрогского залива и восточной части моря в западном направлении, к Арабатской стрелке.

Вследствие малой площади ледообразования и относительно однородных термических условий для Азовского моря характерна тесная связь ледовитости (площади занятой льдом в море с учетом его густоты) с суммой отрицательных среднесуточных температур воздуха над морем за ледовый сезон [15]. В связи с этим зимы на Азовском море принято подразделять, согласно классификации [16, 17], на три типа: мягкие – сумма отрицательных среднесуточных температур до -200°C , умеренные – в пределах от -200°C до -400°C и суровые (от -400°C). Для расчета суровости зим были взяты суммы отрицательных температур воздуха, осредненные по данным станций Опасное, Геническ и Мариуполь. Рассчитанная таким образом сумма градусов мороза за ледовый сезон 2012 – 2013 гг. составила -115°C и зима может быть классифицирована как мягкая. За многолетний период 1926 – 2013 гг. только 7 зим в ледовые сезоны 1938 – 1939, 1955 – 1956, 1966 – 1967, 1975 – 1976, 2001 – 2002, 2004 – 2005, 2007 – 2008 гг. были теплее, чем зима 2012 – 2013 гг.

Отклонения среднемесячных значений температуры воздуха и воды в ледовый сезон 2012 – 2013 гг. от среднемноголетних величин на морских гидрометеостанциях (МГ) и постах (МПП) Азовского моря и Керченского пролива приведены в табл. 4.1, ход среднесуточных температур воздуха на этих пунктах показан на рис. 4.1.

В качестве информационной основы исследования ледовых условий в прибрежной зоне Азовского моря были использованы данные регулярных наблюдений за ледовым покровом на 8 береговых пунктах, расположенных вдоль побережья Азовского моря (включая Керченский пролив).

Таблица 4.1. Аномалии температуры воздуха (T_a , °C) и воды (T_w , °C) от среднемноголетних значений на МГ Азовского моря и Керченского пролива

Пункт	Месяцы									
	XI		XII		I		II		III	
	T_a	T_w	T_a	T_w	T_a	T_w	T_a	T_w	T_a	T_w
Керченский пролив										
Керчь	2,6	2,3	0,5	0,9	3,6	1,6	4,5	2,8	2,1	2,3
Опасное	2,4	2,2	-0,2	0,9	2,9	0,8	4,0	2,7	1,9	2,7
Заветное	2,0	1,9	-0,5	1,2	2,9	2,1	3,6	2,3	1,8	2,3
Азовское море										
Мысовое	2,5	1,9	-0,7	-0,4	2,9	0,8	4,1	2,5	2,5	3,0
Геническ	2,6	2,6	-0,3	-0,8	2,6	0,2	4,6	2,3	1,6	4,6
Бердянск	2,9	3,2	-0,6	-0,4	2,9	-0,2	4,6	0,9	1,8	2,1
Мариуполь	2,8	3,1	0,9	-0,2	3,0	-0,3	4,7	0,6	1,5	2,5
Таганрог	2,7	1,6	-0,9	0,7	3,0	-0,2	5,3	0,1	2,5	1,6

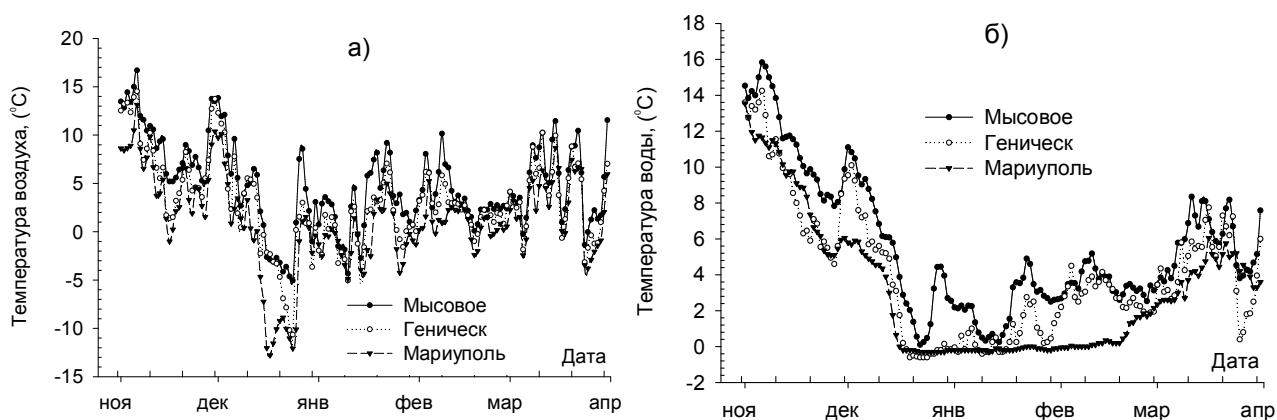


Рисунок 4.1. Ход среднесуточной температуры воздуха (а) и воды (б) на береговых пунктах Азовского моря в ледовый сезон 2012 – 2013 гг.

Для характеристики ледового режима открытых районов моря использовались геокодированные изображения ледовой обстановки с искусственных спутников Земли, обработанных ГУ НИЦ «Планета». Рассчитанная и осредненная по спутниковым снимкам подекадная ледовитость и площадь занятая припаем (км^3) для мягких зим за период 1950 – 2012 гг. и в ледовый сезон 2012 – 2013 гг. представлена на рис. 4.2. Как следует из приведенных данных распределение льда в ледовый сезон 2012 – 2013 гг. по сравнению с характерной ледовой обстановкой в мягкие зимы имеет ряд особенностей. Так, на

большинстве прибрежных пунктах Азовского моря в декабре 2012 г. наблюдались отрицательные аномалии температуры воздуха и воды от среднемноголетних величин. В остальные месяцы ледового сезона отклонения были положительны. В итоге, в ледовый сезон 2012 – 2013 гг. максимальная ледовитость моря и площадь покрытия припаем наблюдались в декабре, а к середине февраля почти вся акватория моря была свободна ото льда. Обычно в мягкие зимы максимум ледовитости наблюдается к концу января началу февраля, рис. 4.2.

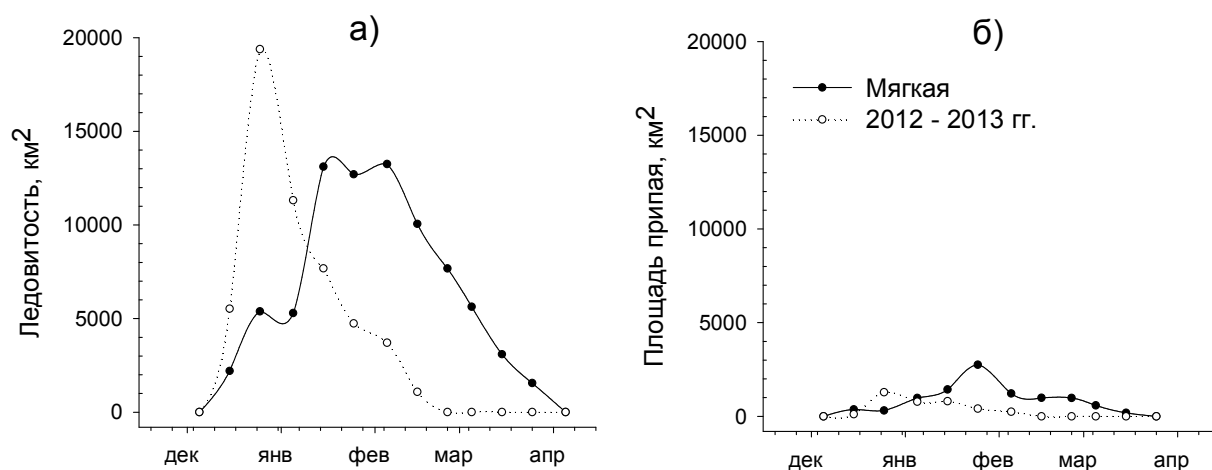


Рисунок 4.2. Осредненная подекадно ледовитость (а) и площадь припая (б) в Азовском море в мягкие зимы (1950 – 2012 гг.) и в ледовый сезон 2012 – 2013 гг.

Развитие ледового покрова в сезон 2012 – 2013 гг. осуществлялось следующим образом. Вследствие аномально теплого ноября отклонения температуры воздуха и воды в этот месяц на побережье Азовского моря и Керченского пролива от осредненных за многолетний период месячных значений составили 1,9 – 3,1 °С. Максимальные положительные аномалии отмечались в Таганрогском заливе. Особенно теплая погода (со среднесуточными значениями температуры воздуха 10,5 – 14,5 °С) отмечалась в конце ноября начале декабря. В этот период в Азовском море даже наблюдалось повышение температуры воды в поверхностном слое, наиболее существенное в юго-западной части моря и Керченском проливе (с 4,6 – 8,4 °С в начале третьей декады ноября до 10,1 – 12,1 °С в начале января).

С середины второй декады декабря в результате ультраполярного вторжения холодного арктического воздуха среднесуточные температуры воздуха снизилась в Таганрогском заливе до -12,8 °С, а на акватории собственно Азовского моря до -5,0 °С [18]. В результате произошло быстрое охлаждение воды и в прибрежной зоне моря началось образование первичных форм льда. Схема образования льда в сезон 2012 – 2013 гг. не

отличалась от характерных особенностей развития льда в Азовском море в другие годы. Первое появления начальных форм льда (ледяные иглы и сало, снежура, шуга и светлый нилас), как обычно, наблюдалось в распресненном Таганрогском заливе (МГ Мариуполь), мелководных лиманах (Ахтарском, Бейсугском, Молочном, Утлюкском) и заливах (Ясенском) северных районов Азовского моря 17-18 декабря 2012 г., табл. 2. К 18 декабря большая часть Таганрогского залива была занята первичными формами льда и светлым ниласом сплоченностью 8 – 10 баллов, рис. 3.3. На акватории лиманов и в Ясенском заливе преобладали начальные формы льда в виде сала. Образование припая толщиной, не превышающей 4 – 7 см наблюдалось только в вершине Таганрогского залива и в Ахтарском лимане. Ледовитость Азовского моря в конце второй декады декабря составила 5,5 тыс. км², и примерно в 2 раза превысила среднюю ледовитость моря наблюдающуюся в это время года в мягкие зимы. Интенсивное льдообразование на море сопровождалось штормовыми ветрами восточного и северо-восточного направлений, что сопровождалось дрейфом, сжатием и торошением льда

Таблица 2. Характеристики ледового режима прибрежной зоны Азовского моря в ледовый сезон декабрь 2012 г. – февраль 2013 г.

Пункт	ЗАМЕРЗАНИЕ						ТАЯНИЕ			Число дней со льдом в ледовый период	Продолжительность ледового периода
	Первое ледообразование	Первое появление приносного льда	Первое образование припая	Устойчивое ледообразование	Начало образования устойчивого припая	Максимальная толщина льда (см)	Окончательное разрушение припая	Первое очищение	Окончательное очищение		
1	2	3	4	5	6	7	9	9	10	11	12
Бердянск	19.12	05.01	нб	нб	нб	нб	нб	26.01	07.02	30	50
Геническ	18.12	нб	22.12	18.12	22.12	нс	22.01	23.01	23.01	36	36
Мариуполь	17.12	17.12	20.12	17.12	нб	34	20.01	23.02	23.02	68	68
Стрелковое	22.12	нб	27.12	нб	нб	нс	19.01	22.01	22.01	31	31
Мысовое	10.01	10.01	нб	нб	нб	нб	нб	13.01	13.01	3	3
Опасное	нб	нб	нб	нб	нб	нб	нб	нб	нб	0	0
Керчь	нб	нб	нб	нб	нб	нб	нб	нб	нб	0	0

Примечание: нб – явления не было; нс – нет сведений.

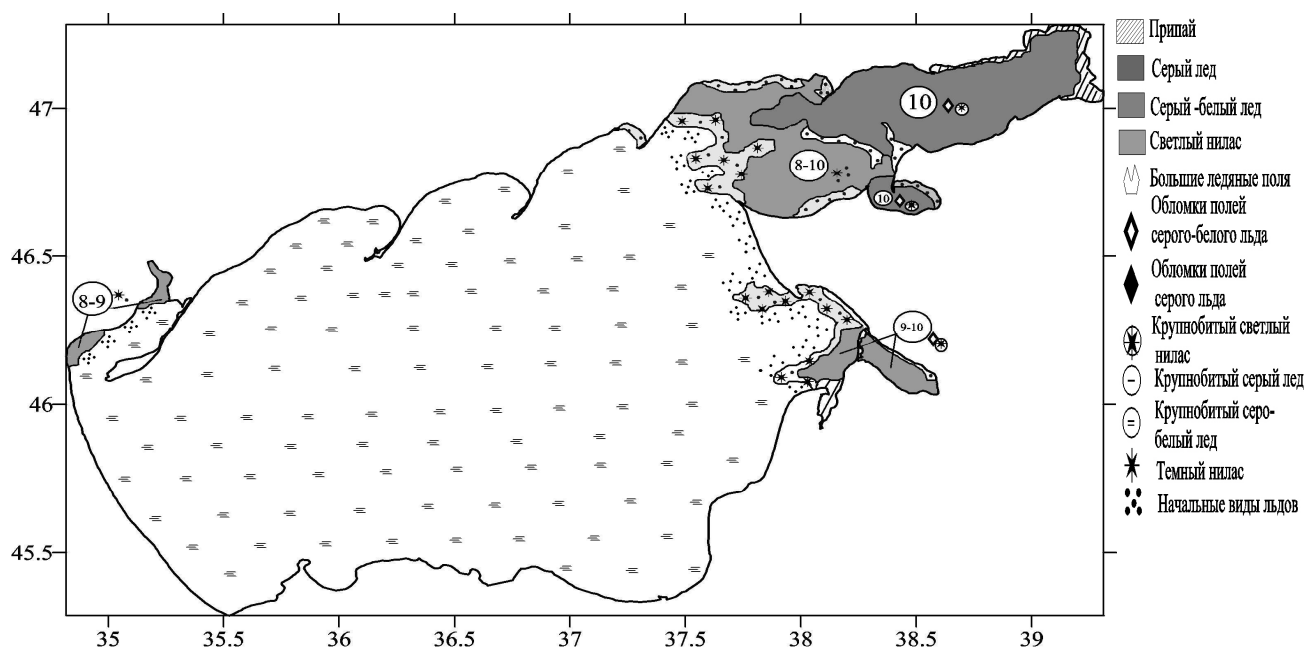


Рисунок 3.3. Распределение льда в Азовском море 18 декабря 2012 г.

Низкая температура воздуха продолжала удерживаться до середины третьей декады декабря. В результате на акватории моря наблюдалось дальнейшее развитие льда, а в прибрежной зоне образование припая. К середине третьей декады декабря северная часть Азовского моря (до Стрелкового и Приморска-Ахтарска включительно) была покрыта сплоченным (7 – 10 баллов) серым льдом, светлым ниласом и начальными видами льда, рис. 3.4. Южная часть моря и Керченский пролив были свободны ото льда. Такое распределение кромки льда типично для декабря мягких зим [16], но ледовитость моря к концу декабря 2012 г. составила 15,3 тыс. км², и существенно превысила среднюю ледовитость моря (5,4 тыс. км²) в такие зимы.

Площадь моря занятая припаем к 25. 12. 2012 г. составила 1,3 тыс. км², как правило, в это время в мягкие зимы она не превышает 0,3 тыс. км². Припай в виде узкой полосы был расположен вдоль северного и южного побережья Таганрогского залива. Бейсугский и Ахтарский лиман были им полностью покрыты. Толщина припая 25-27.12.2012 г. в Мариуполе составила 27 см, в Должанской – 18 см, Приморско-Ахтарске – 16 см, Таганроге – 13 см. В Геническе и Стрелковом толщина припая не превышала 5 – 8 см. Керченский пролив весь ледовый сезон 2012 – 2013 гг. был свободен ото льда, только в Таманском заливе наблюдалось в конце декабря первичные формы льда и припай толщиной до 8 см.

Рисунок 3.5. Распределение льда в Азовском море 9 января 2013 г.

К концу первой декады января ледовитость моря уменьшилась почти в 2 раза и сплоченные поля серого, серо-белого льда наблюдались преимущественно в Таганрогском заливе, у северо-западной части Арабатской стрелки и в Утлюкском лимане (МГ Геническ), а также в виде узкой полосы разряженного дрейфующего льда вдоль кос северного побережья моря.

Процессы таяния льда продолжились в течение всего января. К 21 – 22 января (за исключением Бейсугского лимана) очистилось ото льда северо-западная и восточная части моря. К концу января, началу февраля льдом были покрыты только северо-восточная часть Таганрогского залива, Бейсугский лиман, открытые части Бердянского и Белосарайского заливов. В прибрежной зоне и открытых районах Азовского моря произошло полное разрушение припая, а ледовитость уменьшилась до 3,7 тыс. км², что в 3,5 раза меньше среднегололетних значений в этот период в мягкие зимы (13,2 тыс. км²), рис. 3.6.

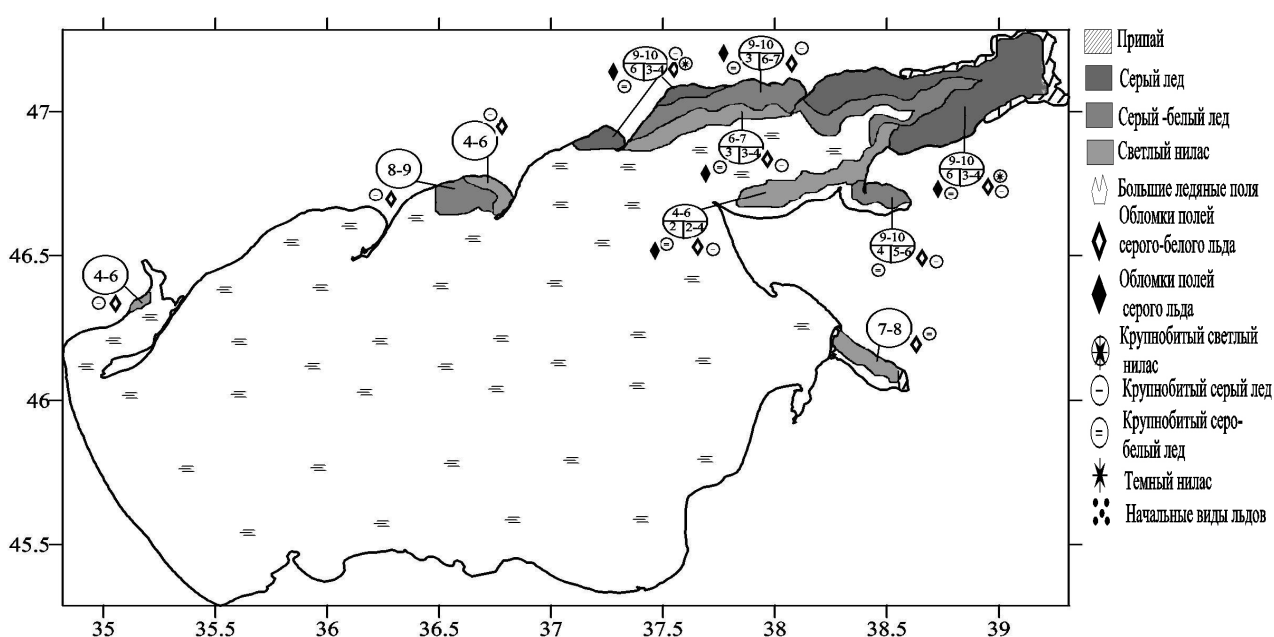


Рисунок 3.6. Распределение льда в Азовском море 5 февраля 2013 г.

В течение февраля аномально теплая погода способствовала дальнейшим процессам таяния плавучего льда в северо-восточной части Азовского моря. К 12 февраля узкая полоса льда располагалась вдоль северного побережья Азовского моря и Таганрогского залива (от косы Обиточной до г. Азова). К 23 февраля произошло полное очищение ото льда в районе Мариуполя, а к концу месяца Азовское море и Таганрогский залив были полностью свободны ото льдов. Очищение моря ото льда на побережье Азовского региона за сезон 2012

– 2013 гг. произошло в Таганрогском и Бердянском заливах (Мариуполь, Бердянск) на 2 – 3 недели раньше, чем в среднем в мягкие зимы за многолетний период. В северной и южной частях моря (Геническ, Мысовое, Стрелковое) очищение ото льда произошло на 1 – 1,5 месяца раньше характерных дат для мягких зим.

Продолжительность ледового периода для станций побережья Азовского моря составила от 3 суток на южном побережье моря (Мысовое) до 30 – 36 дней в его северных частях (Стрелковое, Геническ, Бердянск). В Таганрогском заливе ледовый период продолжался в течение 68 суток. Среднемноголетняя продолжительность ледового периода для мягких зим существенно превышает наблюдаемую в ледовый сезон 2012 – 2013 гг., и составляет в Мысовом – 28 суток, Стрелковом – 52 дня, Бердянске – 62 дня, в Геническе и Таганроге соответственно – 79 и 87 суток.

Число дней со льдом в ледовый сезон 2012 – 2013 гг. было меньше по сравнению со среднемноголетними величинами для мягких зим от 5 дней на юге Азовского моря до 10 – 15 суток на его западном и северном побережьях. Исключение составляет Таганрогский залив, где лед наблюдался на 13 дней больше, чем обычно в мягкие зимы.

5. Численные модели

5.1. Численное моделирование динамики вод Черного моря (северо-восточная область) в рамках задач оперативной океанографии

Используемая модель создана на основе широко известной модели океанической циркуляции Принстонского университета *Princeton Ocean Model, POM* [19]. Модель основана на полной системе уравнений термогидродинамики океана со свободной поверхностью в приближении Буссинеска и несжимаемости жидкости. Эти традиционные в теории морских течений приближения фильтруют поверхностные ветровые волны. Вертикальная, направленная вертикально вверх, декартова z – координата преобразуется в σ – координату по формуле:

$$\sigma = \frac{z - \eta}{H + \eta}; \quad (1)$$

так что свободная поверхность моря $z = \eta(x, y, t)$ представляется в преобразованных координатах поверхностью $\sigma = 0$, а рельеф морского дна $z = H(x, y)$ – поверхностью $\sigma = -1$, где x, y горизонтальные декартовы координаты, направленные на восток и север соответственно, t – время. Данный результат удобно для наглядности представить в виде Рисунка 5.1:

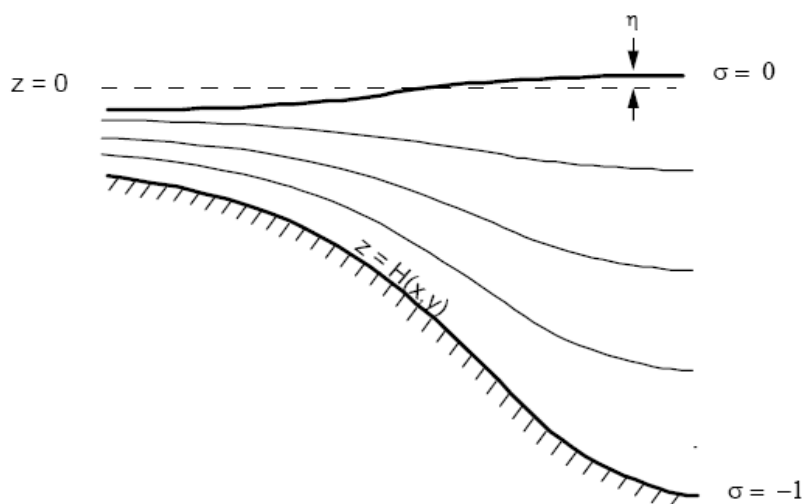


Рисунок 5.1. Переход от (x, y, z) к сигма (x', y', σ) координатам.

Тогда уравнения неразрывности и сохранения момента количества движения имеют вид:

$$\frac{\partial DU}{\partial x} + \frac{\partial DV}{\partial y} + \frac{\partial \omega}{\partial \sigma} + \frac{\partial \eta}{\partial t} = 0; \quad (2)$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial DU}{\partial t} + \frac{\partial U^2 D}{\partial x} + \frac{\partial UVD}{\partial y} + \frac{\partial U\omega}{\partial \sigma} - fVD + \\ + gD \frac{\partial \eta}{\partial x} + \frac{gD^2}{\rho_0} \int_{\sigma}^0 \left[\frac{\partial \rho'}{\partial x} - \frac{\sigma'}{D} \frac{\partial D}{\partial x} \frac{\partial \rho'}{\partial \sigma'} \right] d\sigma' = \frac{\partial}{\partial \sigma} \left[\frac{K_M}{D} \frac{\partial U}{\partial \sigma} \right] + F_x; \end{aligned} \quad (3)$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial DV}{\partial t} + \frac{\partial V^2 D}{\partial y} + \frac{\partial UVD}{\partial x} + \frac{\partial V\omega}{\partial \sigma} + fUD + \\ + gD \frac{\partial \eta}{\partial y} + \frac{gD^2}{\rho_0} \int_{\sigma}^0 \left[\frac{\partial \rho'}{\partial y} - \frac{\sigma'}{D} \frac{\partial D}{\partial y} \frac{\partial \rho'}{\partial \sigma'} \right] d\sigma' = \frac{\partial}{\partial \sigma} \left[\frac{K_M}{D} \frac{\partial V}{\partial \sigma} \right] + F_y; \end{aligned} \quad (4)$$

где $D = H + \eta$; уравнения переноса тепла и соли:

$$\frac{\partial TD}{\partial t} + \frac{\partial TUD}{\partial x} + \frac{\partial TVD}{\partial y} + \frac{\partial T\omega}{\partial \sigma} = \frac{\partial}{\partial \sigma} \left[\frac{K_H}{D} \frac{\partial T}{\partial \sigma} \right] + F_T - \frac{\partial R}{\partial z}; \quad (5)$$

$$\frac{\partial SD}{\partial t} + \frac{\partial SUD}{\partial x} + \frac{\partial SVD}{\partial y} + \frac{\partial S\omega}{\partial \sigma} = \frac{\partial}{\partial \sigma} \left[\frac{K_H}{D} \frac{\partial S}{\partial \sigma} \right] + F_S; \quad (6)$$

В вышеприведенных уравнениях: U, V - компоненты скорости течений вдоль осей x, y соответственно; ρ' - относительная плотность морской воды; H - глубина моря; g - ускорение свободного падения; K_M и K_H коэффициенты вертикальной турбулентной вязкости и диффузии соответственно; S - соленость; T - потенциальная температура; ω есть нормальная к поверхности σ скорость, которая связана с вертикальной скоростью соотношением:

$$w = \omega + u \left(\sigma \frac{\partial D}{\partial x} + \frac{\partial \eta}{\partial x} \right) + v \left(\sigma \frac{\partial D}{\partial y} + \frac{\partial \eta}{\partial y} \right) + \sigma \frac{\partial D}{\partial t} + \frac{\partial \eta}{\partial t}; \quad (7)$$

Члены, описывающие горизонтальные турбулентные вязкость и диффузию имеют вид:

$$F_x \equiv \frac{\partial}{\partial x}(H\tau_{xx}) + \frac{\partial}{\partial y}(H\tau_{xy});$$

$$F_y \equiv \frac{\partial}{\partial x}(H\tau_{xy}) + \frac{\partial}{\partial y}(H\tau_{yy});$$

где

$$\tau_{xx} = 2A_M \frac{\partial U}{\partial x};$$

$$\tau_{xy} = \tau_{yx} = A_M \left(\frac{\partial U}{\partial y} + \frac{\partial V}{\partial x} \right);$$

$$\tau_{yy} = 2A_M \frac{\partial V}{\partial y};$$

Аналогично:

$$F_\phi \equiv \frac{\partial}{\partial x}(Hq_x) + \frac{\partial}{\partial y}(Hq_y);$$

где

$$q_x \equiv A_H \frac{\partial \phi}{\partial x};$$

$$q_y \equiv A_H \frac{\partial \phi}{\partial y};$$

Функция ϕ представляет T , S , q^2 или $q^2 l$.

Коэффициент горизонтальной турбулентной вязкости A_m либо полагается равным константе, либо вычисляется по формуле Смагоринского:

$$A_m = C_s \Delta x \Delta y \frac{1}{2} \left| \nabla \vec{V} + (\nabla \vec{V})^T \right|;$$

где $C_s = 0.2$ - константа;

$$\left| \nabla \vec{V} + (\nabla \vec{V})^T \right| / 2 = \left\{ (\partial u / \partial x)^2 + (\partial v / \partial x + \partial u / \partial y)^2 / 2 + (\partial v / \partial y)^2 \right\}^{1/2}.$$

При конечно-разностной аппроксимации исходных уравнений модели по пространству используется сетка C по терминологии Аракавы. Используется алгоритм разделения по модам, так что решение ищется отдельно для бароклиновой и баротропной мод, по времени используется схема «чехарда».

При решении уравнений для бароклиновой моды используется схема расщепления по времени, так что сначала рассчитываются члены, описывающие адвекцию и горизонтальную

диффузию, а затем – вертикальную диффузию, причем первые по явной схеме, а последние – по неявной. Т. е. если переписать уравнения (5) и (6) в виде:

$$\frac{\partial DC}{\partial t} + Adv(C) - Dif(C) = \frac{1}{D} \frac{\partial}{\partial \sigma} \left(K_H \frac{\partial C}{\partial \sigma} \right); \quad (8)$$

где $Adv(C)$ и $Dif(C)$ представляют адвективные и горизонтально-диффузионные члены соответственно, то решение ищется на двух шагах. Адвективные и горизонтально-диффузионные члены вычисляются из уравнения:

$$\frac{D^{n+1} \bar{C} - D^{n-1} C^{n-1}}{2\Delta t} = -Adv(C^n) + Dif(C^{n-1}); \quad (9)$$

А диффузионный по вертикали член вычисляется в уравнении (8) методом прогонки:

$$\frac{D^{n+1} C^{n+1} - D^{n+1} \bar{C}}{2\Delta t} = \frac{1}{D^{n+1}} \frac{\partial}{\partial \sigma} \left(K_H \frac{\partial C^{n+1}}{\partial \sigma} \right); \quad (10)$$

Во избежание расщепления решения на четных и нечетных шагах по времени используется слабый фильтр Айселина, т. е. решение сглаживается на каждом шаге по времени:

$$C_s = \bar{C} + \frac{\alpha}{2} (C^{n+1} - 2C^n + C^{n-1});$$

где C_s - сглаженное решение; параметр $\alpha = 0.05$.

Для параметризации вертикального перемешивания в модель включена модель турбулентности с уровнем замыкания 2.5, основанной на гипотезах турбулентности Ротта-Колмогорова и обобщенной Меллором и Ямадой [20] на случай стратифицированного потока. Согласно этой модели коэффициенты вертикальной турбулентной вязкости K_M и диффузии K_H выражаются через параметры устойчивости S_M и S_H :

$$(K_M, K_H) = lq (S_M, S_H); \quad (11)$$

где l есть турбулентный масштаб длины, $\frac{1}{2}q^2$ - кинетическая энергия турбулентности, а уравнения переноса для $\frac{1}{2}q^2$ и макромасштаба турбулентности $q^2 l$ имеют вид:

$$\begin{aligned} \frac{\partial q^2 D}{\partial t} + \frac{\partial U q^2 D}{\partial x} + \frac{\partial V q^2 D}{\partial y} + \frac{\partial \omega q^2}{\partial \sigma} = \\ = \frac{\partial}{\partial \sigma} \left[\frac{K_q}{D} \frac{\partial q^2}{\partial \sigma} \right] + \frac{2K_M}{D} \left[\left(\frac{\partial U}{\partial \sigma} \right)^2 + \left(\frac{\partial V}{\partial \sigma} \right)^2 \right] + \frac{2g}{\rho_0} K_H \frac{\partial \bar{\rho}}{\partial \sigma} - \frac{2Dq^3}{B_1 l} + F_q; \end{aligned} \quad (12)$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial q^2 l D}{\partial t} + \frac{\partial U q^2 l D}{\partial x} + \frac{\partial V q^2 l D}{\partial y} + \frac{\partial \omega q^2 l}{\partial \sigma} = \\ = \frac{\partial}{\partial \sigma} \left[\frac{K_q}{D} \frac{\partial q^2 l}{\partial \sigma} \right] + E_1 l \left(\frac{K_M}{D} \left[\left(\frac{\partial U}{\partial \sigma} \right)^2 + \left(\frac{\partial V}{\partial \sigma} \right)^2 \right] + E_3 \frac{g}{\rho_0} K_H \frac{\partial \bar{\rho}}{\partial \sigma} \right) \bar{W} + F_l; \end{aligned} \quad (13)$$

Конечно-разностная аппроксимация уравнений (12-13) такая же, как и вышеприведенных уравнений движения.

Для решения приведенной системы необходимо задать граничные и начальные условия. На твердой боковой границе используются условия скольжения для скоростей потока и равенства нулю нормальных потоков соли, тепла и количества движения.

На поверхности моря $\sigma = 0$ задаются напряжение ветра и потоки тепла и соли:

$$\frac{\rho_0 K_m}{H} \left(\frac{\partial u}{\partial \sigma}, \frac{\partial v}{\partial \sigma} \right) = (\tau_{0x}, \tau_{0y}); \quad (14)$$

$$\frac{K_m}{H} \left(\frac{\partial T}{\partial \sigma}, \frac{\partial S}{\partial \sigma} \right) = \left(\frac{Q_0}{\rho_0 c_p}, S(E - P) \right); \quad (15)$$

где τ_{0x}, τ_{0y} - компоненты напряжения ветра; Q_0 - поток тепла на границе «море-атмосфера», $(E - P)$ - осадки минус испарения. На дне моря $\sigma = -1$ потоки тепла и соли равны нулю, а для скоростей используется аналогичное граничное условие с соответствующей заменой компонент напряжений на $(\tau_{bx}, \tau_{by}) = \rho_0 C_D |\vec{V}_b| (u_b, v_b)$. Коэффициент трения $C_D = \text{MAX} \{ k^2 [\ln(H + z_b) / z_0]^{-2}, 0.0025 \}$ зависит от разрешения придонного пограничного слоя. Здесь z_b - глубина залегания ближайшего ко дну узла расчетной сетки, $\vec{V}_b$ - вектор скорости течений в этом узле, u_b, v_b - его компоненты; $k = 0.4$ - константа Кармана; z_0 - параметр шероховатости морского дна, принятый равным 1 см. Для ω на поверхности и на дне задаются условия: $\omega(0) = \omega(-1) = 0$.

На жидких боковых границах для задания условий для температуры, солёности и скорости используются, например, значения, вычисленные по глобальной модели или полученные иным путем.

Значения параметров в узлах региональной модели вычислялись с использованием сначала линейной интерполяции по горизонтали по значениям в ближайших узлах глобальной сетки, а затем с помощью сплайнов – по вертикали. При этом полные потоки через границу раздела в региональной и глобальной моделях строго совпадали, и составляющие бароклинной скорости течений в региональных моделях равнялись соответствующим составляющим глобальной бароклинной скорости. В боксах, где вода втекала в расчетную область, задавались значения температуры и солёности. В точках, где вода вытекала, использовалось условие:

$$\frac{\partial T}{\partial n} = \frac{\partial S}{\partial n} = 0 \quad (16)$$

При решении задачи для баротропной моды для нормальной составляющей баротропной скорости на восточной и западной границах использовались условия:

$$\overline{U}_{POM}^{normal} = \overline{U}_{COARSE}^{normal} + \varepsilon \sqrt{\frac{g}{H}} (\eta_{POM} - \eta_{COARSE}), \quad (17)$$

где $\varepsilon = 1$ для восточной границы и $\varepsilon = -1$ для южной границы. Значок «coarse» указывает на крупномасштабную модель. Для касательной составляющей баротропной скорости использовались условия:

$$\overline{U}_{POM}^{\tan g} = \overline{U}_{COARSE}^{\tan g} \quad (18)$$

Разрешение региональной модели - ~ 1 км по горизонтали при 18 слоях в сигма-координатах. Горизонтальное разрешение модели МГИ - ~ 5 км (см. Табл. 5.1). Модель МГИ [12] использует усвоение спутниковых данных альтиметрии и температуры поверхности моря, а также метеоданные (напряжения ветра, потоки тепла и массы), получаемые от Национальной метеорологической администрации Румынии в рамках европейского сотрудничества (ЕСООР, рис. 5.2). ГОИН получал необходимые граничные условия для региональной российской модели с сервера МГИ в ежедневном режиме и производил диагностические и прогностические (на 3 суток) расчеты термохалинной структуры и динамики вод региона. Исходные данные для прогноза генерируются ежедневно в результате

работы Оперативной системы диагноза и прогноза гидрофизических полей Черного моря МГИ (Black Sea Forecasting Operational System – BSFOS) [4,5].

Таблица 1. Основные черты общечерноморской и региональной моделей Черного моря

Main features of models	Type	Vertical coordinates	Grid size	Number of grid points	Time step
Basin scale model (MHI)	MHI-model with remote sensing data assimilation	Fixed levels in the vertical z-direction	~ 4900 m	237 x 131 x 35	600 s
Northeastern Russian Coastal Zone Regional Model	POM-model	Terrain following σ-coordinates	~ 1000 m	304 x 254 x 18	120 s (baroclinic mode) 3 s (barotropic mode)

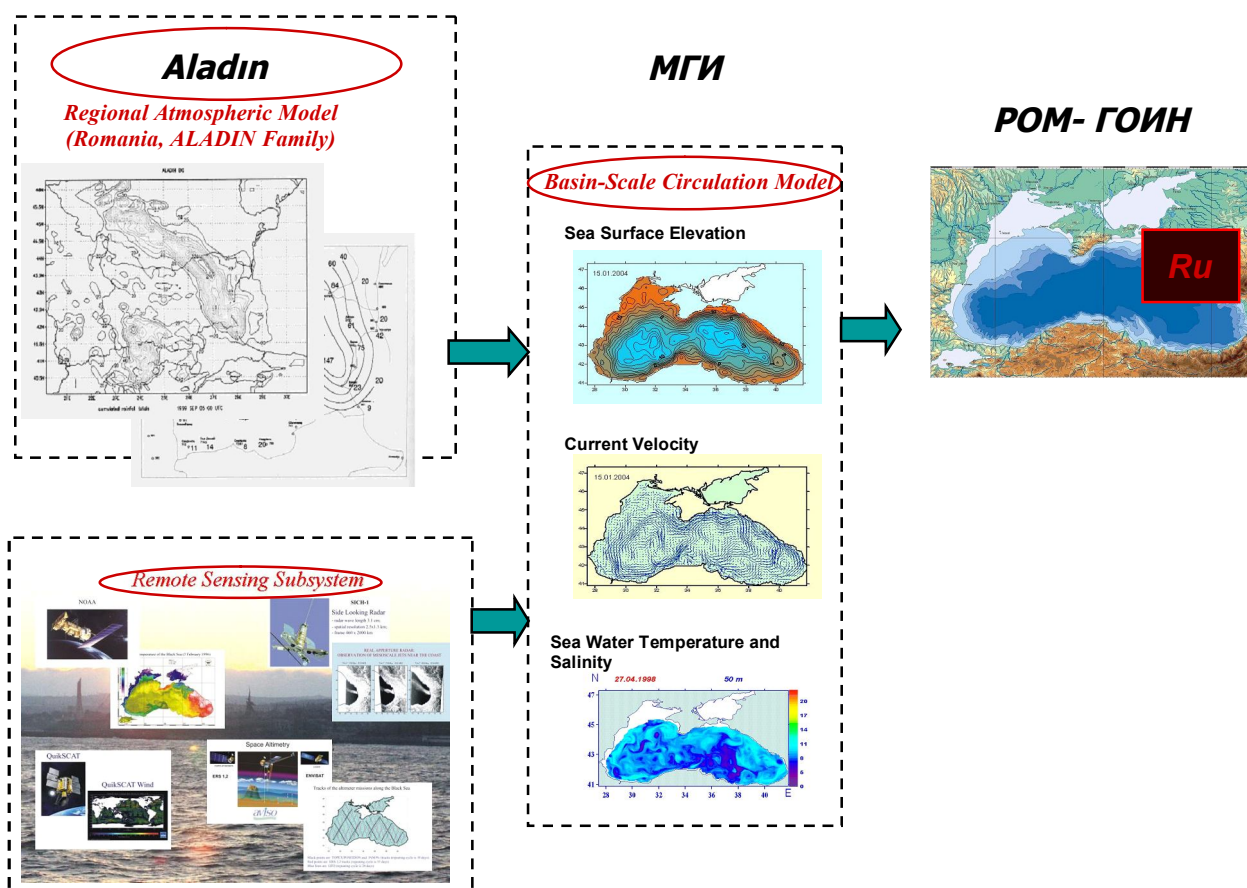


Рисунок 5.2. Система диагноза и прогноза динамики вод российской зоны Черного моря

5.2. Модели и методы, использованные при составлении режимно-справочного пособия по волнению Черного и Азовского морей.

Используются результаты расчетов, полученные с помощью модельного комплекса ГОИНа, включающего в себя расчет атмосферного воздействия по модели WRF (Weather Research and Forecasting model), и расчет ветроволновых характеристик по Российской атмосферноволновой модели (РАВМ) [21].

В настоящее время широко применяются методы расчета элементов волн, основанные на выводах спектральной теории морского волнения, разработанной Клаусом Хассельманном. Для спектральной плотности волнового действия $n(\omega, \theta)$, где $n(\omega, \theta) = S(\omega, \theta) / \omega$ ($S(\omega, \theta)$ – энергетический спектр ветрового волнения), может быть записано следующее уравнение [22,23]:

$$\frac{\partial}{\partial t} n(\omega, \theta) + \frac{\partial}{\partial \lambda} c_{\lambda} n(\omega, \theta) + \frac{\partial}{\partial \phi} c_{\phi} n(\omega, \theta) + \frac{\partial}{\partial \theta} c_{\theta} n(\omega, \theta) + \frac{\partial}{\partial \theta} c_{ref} n(\omega, \theta) = P(\omega, \theta, U) \quad (1)$$

где ω - угловая частота, θ - направление распространения волнения, U - скорость ветра, $\phi(\omega, \theta)$ - угловое распределение энергии, φ - широта, λ - долгота (сферические координаты-углы),

$$c_\varphi = c_g \frac{\sin \theta}{R}, \quad c_\lambda = c_g \frac{\cos \theta}{R \cos \varphi}, \quad c_\theta = -c_g \frac{\operatorname{tg} \varphi \cos \theta}{R}, \quad c_g = \frac{1}{2} c \left(1 + \frac{2kD}{sh(2kD)} \right) - \text{групповая}$$

$$\text{скорость, } c = \left[\frac{g}{k} th(kD) \right]^{1/2} - \text{фазовая скорость волн, } c_{ref} = \frac{\omega \left(\frac{\partial D}{\partial \lambda} \frac{\sin \theta}{\cos \varphi} - \frac{\partial D}{\partial \varphi} \cos \theta \right)}{sh(2kD)R}, \quad R - \text{радиус}$$

земли. В левой части уравнения (1): c_λ - составляющая групповой скорости волнения в меридиональном направлении, c_φ - составляющая в широтном направлении, c_θ - скорость отклонения волнового луча от полюсов к экватору, вызванная сферичностью Земли, c_{ref} - скорость поворота волнового луча вследствие рефракции, P - функция источников и стоков, включающая функцию взаимодействия волн и ветра (P^+), нелинейные взаимодействия в спектре ветровых волн (P_0) и диссипацию (P^-).

Использовано «узконаправленное» приближение, разработанное академиком РАН В.Е. Захаровым. В рамках этой теории от двухмерного спектра $n(\omega, \theta)$ переходят к двум интегральным функциям – спектру волновых чисел $\bar{n}(k_x)$ и параметру узконаправленности $\Delta(k_x)$ [6].

$$n(\mathbf{k}) = n(\omega, \theta) / (k d\omega(k) / dk) \quad (2)$$

$$\bar{n}(k_x) = \int n(\mathbf{k}) dk_y \quad (3)$$

$$\Delta(k_x) = \int k_y^2 n(\mathbf{k}) dk_y / n(k_x) k_x^2, \quad (4)$$

где k_y - координата в пространстве волновых чисел перпендикулярная k_x , а направление k_x совпадает с генеральным направлением волнения. В этом случае функция источников и стоков может быть записана следующим образом [24]

$$P_n = a_1 \frac{\partial^2}{\partial k_x^2} [\ln (\Delta^{-1}(k_x)) \Delta(k_x) k_x^{19/2} \bar{n}^{-3}(k_x)] + \bar{P}_n^+ - \bar{P}_n^- \quad (5a)$$

$$P_\Delta = \frac{-\Delta(k_x) P_n(\bar{n}(k_x)) + a_2 \bar{n}^{-3}(k_x) k_x^{15/2} \Delta(k_x) \ln[\Delta^{-1}(k_x)] + \bar{P}_\Delta^+ - \bar{P}_\Delta^-}{\bar{n}(k_x)} \quad (5b)$$

где P_n и P_Δ - функции источников и стоков для $\bar{n}(k_x)$ и $\Delta(k_x)$ соответственно,

$$\bar{P}_n^+(k_x) = \int P^+(\mathbf{k}) dk_y, \quad \bar{P}_n^-(k_x) = \int P^-(\mathbf{k}) dk_y, \quad \bar{P}_\Delta^+(k_x) = \int k_y^2 P^+(\mathbf{k}) dk_y, \quad \bar{P}_\Delta^-(k_x) = \int k_y^2 P^-(\mathbf{k}) dk_y.$$

На Центральной Методической Комиссии по гидрометеорологическим и гелиогеофизическим прогнозам Росгидромета метод расчета волнения в Северной Атлантике на базе «узконаправленной» модели был рекомендована в практику оперативных работ (решение от 17.10.01). На научно-техническом совете Росгидромета 6 июля 2001 года «узконаправленной» модели был придан статус Российской Атмосферно-Волновой Модели.

5.3. Моделирование колебаний уровня Азовского моря.

В Азовском море наибольшие колебания уровня определяются ветровыми сгонно-нагонными процессами, поэтому работа посвящена расчету карт экстремальных характеристик сгонно-нагонных колебаний уровня моря. Все результаты получены на основе гидродинамического моделирования и современных синоптических данных.

Моделирование сгонно-нагонных процессов основывается на решении системы уравнений для длинных волн в однородной несжимаемой жидкости в поле силы Кориолиса:

$$\frac{du}{dt} - fv = -(H + \zeta)g \frac{\partial \zeta}{\partial x} + \tau_x^w - \tau_x^b,$$

$$\frac{dv}{dt} + fu = -(H + \zeta)g \frac{\partial \zeta}{\partial y} + \tau_y^w - \tau_y^b,$$

$$\frac{\partial \zeta}{\partial t} + \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} = 0.$$

Здесь u , v - составляющие полного потока, ζ - отклонение уровня от невозмущенного состояния; f - параметр Кориолиса; $\tau_{x,y}^b$ и $\tau_{x,y}^w$ - трение о дно моря и ветровое трение, H - начальная глубина места. В докритическом режиме течения с числом Фруда $F_r = (u^2 + v^2) / (gh) < 1$ граничные условия у берега можно записать в виде $(u_n, v_n) = 0$. На границе с глубоким морем (южная граница расчетной области проходит в Черном море в районе изобаты 1000 м.) принято условие излучения длинных гравитационных волн.

Трение ветра на поверхности и трение о дно моря определяются пропорциональными квадрату скорости ветра и средней скорости течения соответственно. Коэффициент трения о дно принимается постоянным и равным $2,6 \cdot 10^{-3}$.

Трение ветра на поверхности моря зависит от стратификации приводного слоя. Стратификация приводного слоя воздуха во время шторма исследовалась многими авторами. Сводку этих исследований можно найти в работе [25]. Однако, полученные ими сложные формулы, к сожалению, не универсальны и поэтому обычно не применяются. Наиболее просто, хотя и приближенно, стратификация описывается разностью между температурой воды и воздуха [26]. Анализ штормов над Азовским морем показал, что, согласно

классификации [26], наибольшую вероятность имеет случай равновесной и слабо неустойчивой стратификации. Поэтому расчеты были выполнены для этого случая.

Система дифференциальных уравнений решалась посредством явно-неявной аппроксимации и схемы расщепления, близкой к схеме [27] с одним дробным шагом по времени. В этой схеме член с параметром Кориолиса имеет второй порядок точности, а сомножители в нелинейном трении берутся на разных уровнях по времени, что повышает ее вычислительную устойчивость.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Работы по теме 1.5.3.6 в 2014 – 2016 гг. выполнены в соответствии с планом. Накопленный научный материал позволяет сделать следующие выводы.

1. Следствием общего повышения температуры поверхности вод региона в смысле влияния на термохалинную структуру и динамику вод Черного моря до 2014 г. может быть следующее:

а) уменьшение холодозапаса холодного промежуточного слоя (ХПС) – характерной особенности вертикальной структуры вод моря;

б) уменьшение глубины перемешивания вод вследствие осенне-зимней конвекции;

в) усиление зимней атмосферной накачки импульсом – сезонной интенсификации Основного черноморского течения;

г) вследствие этого – увеличения разницы залегания изоповерхностей (температуры, солености, плотности, оси Холодного промежуточного слоя между прибрежными и центральноморскими водами (увеличение заглубления у берегов и поднятие в центральных областях моря).

В начале обратного процесса (потенциального локального похолодания после 2014 г. наблюдаются обратные процессы.

2. Режим ветрового волнения в Черноморско-Азовском бассейне обладает ярко выраженной межгодовой изменчивостью. Наиболее полно это проявляется в режиме экстремального волнения. Обычно сильные штормы с волнами более 5 м крайне редки на Черном море. В силу этого один-два сильных шторма могут привести к тому, что конкретный год будет восприниматься как «штормовой». Таким был 2013 год, когда в центре моря согласно расчетам были зафиксированы высоты волн более 5 м. Иная картина наблюдалась в 2015 году, когда волны более 2 м наблюдались лишь на юго-западе моря. В средних за год высотах волн наблюдалась обратная картина. Если высота экстремальных волн за 2013-2015 годы уменьшались, то средние за год высоты росли. Изменения режима волнения за эти годы характеризуется уменьшением экстремальных штормов и увеличением средних по силе волновых условий.

3. Режим волнения за 2013 – 2014 гг. характеризовался увеличением средних за год периодов волн на западе моря. Средние за год периоды волн в открытых акваториях на западе моря выросли на 1 секунду - с 4,2 до 5,2 с. На востоке моря ситуация сохранялась в пределах климатической нормы.

4. Согласно климатическим данным направление ветрового волнения на Черном море имеет северо-восточное направление для западной акватории моря. Северное направление характерно для центральной акватории и северо-западное, западное и юго-западное для восточной его части. В 2014 и 2015 году на северо-востоке моря также как и на его западе стало доминировать северо-восточное волнение. В целом, данный тип волнения был характерен до 60-х годов 20 века, когда зимний северо-восточный ветер доминировал над всей северо-западной частью моря. Граница этого доминирования проходила по линии Новороссийск-Босфор.

5. Зима 2012 – 2013 гг. была мягкой, что в целом, характерно для акватории Азовского моря за последние 35 лет после климатического сдвига 1977 – 1978 гг. К особенностям ледового сезона 2012 – 2013 гг. следует отнести достаточно суровые условия в декабре 2012 г., когда наблюдались отрицательные аномалии температуры воздуха и воды от среднееголетних величин, и происходило интенсивное образования льда. В остальные месяцы ледового сезона отклонения среднемесячных значений температур от среднееголетних значений были положительны. В результате, в ледовый сезон 2012 – 2013 гг. максимальная ледовитость моря и площадь покрытия припаем наблюдались в декабре, а к середине февраля почти вся акватория моря была практически свободна ото льда. Напряженным из-за ледовой обстановки было только начало зимней навигации во второй половине декабря.

6. Электронная база данных, полученных в результате математического моделирования гидротермодинамических характеристик Чёрного и Азовского морей создана, пополняется и используется в оперативном режиме. Результаты расчётов регулярно отражаются в Интернете на сайте института.

СПИСОК ИСПОЛЬЗОВАННЫХ ИСТОЧНИКОВ

1. В.А.Иванов, В.Н.Белокопытов. Океанография Чёрного моря: //НАН Украины,- Морской гидрофизический институт, - Севастополь, - 2011,- 212 с.
2. A. V. Grigoriev, A.G. Zatsepin. Numerical Modeling of Water Dynamics of Russian Zone of the Black Sea within the Framework of Operational Oceanography Tasks. - J Coast. Dev., 2014, 17:1, <http://dx.doi.org/10.4172/1410-5217.1000387>.
3. Отчет по теме 1.5.3.6 «Создание на основе специализированных баз данных электронных режимно-справочных пособий по изменчивости и экстремальным характеристикам гидрометеорологических, гидрохимических и гидрофизических условий в морях и прибрежных акваториях России» (итоговый). ФГБУ «ГОИН». 2016.
4. A.Kubryakov , G. Korotaev , Y. Ratner , A. Grigoriev , A. Kordzadze , S.Stefanescu, N. Valchev, R. Matescu: The Black Sea Neashore Regions Forecasting System: operational implementation. Coastal to Global Operational Oceanography: Achievements and Challenges. Proceedings of the Fifth International Conference on EuroGOOS 20-22 May 2008, Exeter, UK. EuroGOOS Office, SMHI, Norkoping, Sweden, 2010, p. 293-296.
5. Kubryakov, A. I., Korotaev, G. K., Dorofeev, V. L., Ratner, Y. B., Palazov, A., Valchev, N., Malciu, V., Mateescu, R., and Oguz, T.: Black Sea coastal forecasting system, Ocean Sci., 8, 183-196, doi:10.5194/os-8-183-2012.
6. Ю. Г. Филиппов О влиянии стока р. Дон на уровень воды в Таганрогском заливе.// Метеорология и гидрология, 2015, N2, с. 76-80.
7. Oguz T.,Dippner J.W., Kaymaz Z. Climatic regulation of the Black Sea hydrometeorological properties at interannual-to decadal time scales // J. Mar. Syst. – 2006. – 60. iss. 3 – 4. – P. 235 – 254.
8. Шокурова И.Г. Долговременная изменчивость гидрологических полей и геострофической циркуляции в Черном море // Диссертация канд. геогр. Наук. – Севастополь: МГИ НАН Украины, 2010. – 176 с.
9. Полонский А.Б., Шокурова И.Г., Белокопытов В.Н. Десятилетняя изменчивость температуры и солёности в Черном море. // Морской гидрофизический журнал. – Севастополь. – 2013. – №6. – С. 27 – 41.
10. А.Г. Зацепин, В. И. Баранов, А. А. Кондрашов, А. О. Корж, В. В. Кременецкий, А. Г. Островский, Д. М. Соловьев. Субмезомасштабные вихри на кавказском шельфе Черного моря и порождающие их механизмы.- Океанология, том 51, №4, 2011, с. 1-14.
11. А.В. Григорьев, Л.А. Петренко. Черное море как фактор влияния на атмосферные процессы в регионе.- Сб. научн. тр.: "Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой

зон и комплексное использование ресурсов шельфа", Севастополь:// НАН Украины, МГИ. 1999 г.

12. В.Л. Дорофеев, Л.И. Сухих. Анализ изменчивости гидрофизических полей Чёрного моря в течение двух деkad (1993-2012) на основе результатов реанализа. Морской гидрофизический журнал. – Севастополь. – 2016. – №1.

13. Гидрометеорология и гидрохимия морей СССР. Том V. Азовское море. – СПб: Гидрометеиздат, 1991. – 236 с.

14. Гидрометеорологические условия морей Украины. Том 1. Азовское море. – Севастополь: ЭКОСИ-Гидрофизика, 2009. – 402 с.

15. Гидрометеорологические условия шельфовой зоны морей СССР. Том 3. Азовское море. – Л.: Гидрометеиздат, 1986, 220 с.

16. Крындин А.Н. Сезонные и межгодовые изменения ледовитости и положения кромки льда в связи с особенностями атмосферной циркуляции // Тр. ГОИН. – 1964. – Вып. 76. – С. 7-79.

17. Сироткина А.И. К вопросу об оценке суровости зим на южных морях // Тр. НИИАК. – 1959. – Вып.8.

18. Боровская Р.В. Ледовые условия Азовского моря в зимний период 2012-2013 гг. // Геополитика и геодинамика регионов. – 2014. – Т. 10. – Вып. 1. – С. 389-392.

19. Blumberg, A. F. and Mellor, G. L.: A description of a three-dimensional coastal ocean model. in Three Dimensional Shelf Models, Coast. Estuar. Sci., Vol. 5, edited by: Heaps, N., 1-16, AGU, Washington, D. C., 1987.

20. Mellor, G. L. and Yamada, T.: Development of turbulence closure model for geophysical fluid problems, Rev. Geophys., 20, 851-875, 1982.

21. Кабатченко И.М., Матушевский Г.В., Резников М.В., Заславский М.М. Моделирование ветра и волн при вторичных термических циклонах на Черном море. - Метеорология и гидрология, 2001, N 5, с. 61-71.

22. Ris R.S. Spectral modelling of wind waves in coastal areas. Communications on Hydraulic and Geotechnical Engineering. Report N 97-4. Delft University of Technology. Delft. 1997.

23. Tolman H.L. A Third-generation model for wind waves on slowly varying, unsteady, and inhomogeneous depth and current. - Journal of Physical Oceanography, 1991, 21, p. 782-791

24. Zakharov V.E., Zaslavskii M.M., Kabatchenko I.M., Matushevskii G.V., Polnikov V.G. Conceptually new wind-wave model. In: «The wind-driven air-sea interface electromagnetic and acoustic sensing, wave dynamics and turbulent fluxes», Sydney, Australia, 1999. P.159-164.

25. Панин Г.Н., Кривицкий С.В., Аэродинамическая шероховатость поверхности водоема. – М., Наука. 1992. –135 с.
26. Соркина А.И. Построение карт ветровых полей для морей и океанов.- М., Гидрометеиздат, 1958. –75 с.
27. Филиппов Ю.Г. Гидродинамические расчеты нагонов на восточном побережье Северного Каспия. - Труды ГОИН. Юбилейный выпуск 2, 1995, с.147-154.